



Caractérisation et évolution des flux détritiques et authigènes en contexte lacustre carbonaté au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène (Lac Saint-Point, Haute-Chaîne du Jura) : implications paléoclimatiques et paléoenvironnementales

Aurélie Leroux

► To cite this version:

Aurélie Leroux. Caractérisation et évolution des flux détritiques et authigènes en contexte lacustre carbonaté au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène (Lac Saint-Point, Haute-Chaîne du Jura) : implications paléoclimatiques et paléoenvironnementales. Planète et Univers [physics]. Université de Franche-Comté, 2010. Français. NNT : . tel-00630131

HAL Id: tel-00630131

<https://theses.hal.science/tel-00630131>

Submitted on 7 Oct 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université de Franche-Comté
Ecole Doctorale « Homme, Environnement, Santé »
Laboratoire Chrono-environnement - UMR CNRS 6249

Thèse présentée pour l'obtention du titre de Docteur
Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

par
Aurélie LEROUX

**Caractérisation et évolution des flux détritiques et authigènes en
contexte lacustre carbonaté au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène
(Lac Saint-Point, Haute-Chaîne du Jura) :**
Implications paléoclimatiques et paléoenvironnementales

Soutenue le 3 septembre 2010 à Besançon
devant le jury composé de :

Marc Desmet , Professeur, Université François-Rabelais Tours	Rapporteur
Christian di Giovanni , Professeur, Université d'Orléans	Rapporteur
Thierry Adatte , Professeur associé, Université de Lausanne	Examineur
Daniel Ariztegui , Lecturer, Université de Genève	Examineur
Ulrich von Grafenstein , Ingénieur-Chercheur CEA, LSCE	Examineur
Vincent Bichet , Maître de Conférence, Université de Franche-Comté	Directeur de Thèse
Michel Magny , Directeur de Recherche, Université de Franche-Comté	Directeur de Thèse
Anne-Véronique Walter-Simonnet , Maître de Conférence (HDR), Université de F-C.	Directrice de Thèse

Ce travail a été réalisé avec le soutien
du Centre National de la Recherche
Scientifique,
de la Ville de Besançon,
de la Direction Régionale de l'Environnement
de Franche-Comté
& du programme GDR JURALP.

Ecole Doctorale « Homme, Environnement, Santé »

Laboratoire Chrono-environnement - UMR CNRS 6249

Thèse présentée pour l'obtention du titre de Docteur

Spécialité : Sciences de la Terre, sciences de l'Univers

Par
Aurélie Leroux

**Caractérisation et évolution des flux détritiques et authigènes
en contexte lacustre carbonaté au cours du Tardiglaciaire et de
l'Holocène (lac Saint-Point, Haute-Chaîne du Jura) :
Implications paléoclimatiques et paléoenvironnementales**

Soutenue le 3 septembre 2010 à Besançon
devant le jury composé de :

Marc Desmet, Professeur, Université François-Rabelais Tours

Rapporteur

Christian di Giovanni, Professeur, Université d'Orléans

Rapporteur

Thierry Adate, Professeur associé, Université de Lausanne

Examineur

Daniel Ariztegui, Lecturer, Université de Genève

Examineur

Ulrich von Grafenstein, Ingénieur-Chercheur CEA, LSCE

Examineur

Vincent Bichet, Maître de Conférence, Université de Franche-Comté

Directeur de Thèse

Michel Magny, Directeur de Recherche, Université de Franche-Comté

Directeur de Thèse

Anne-Véronique Walter-Simonnet, Maître de Conférence (HDR), Université de Franche-Comté

Directrice de Thèse

AVANT-PROPOS

Mes remerciements s'adressent tout d'abord aux membres du jury qui, en acceptant de juger cette thèse, témoignent de l'intérêt qu'ils portent à mes travaux. Je les en remercie vivement. Je tiens à remercier tout particulièrement Marc Desmet et Thierry Adatte pour leur implication dans la réalisation de ce travail et pour le temps qu'ils y ont consacré. Un grand merci également à Ulrich von Grafenstein pour m'avoir encouragée à continuer dans cette voie à l'issue de mon Master 2 et m'avoir appris tout ce que je sais des ostracodes.

Ce travail basé sur une approche multi-paramètres a nécessité de nombreuses collaborations, je n'oublie donc pas les différents Techniciens, Maîtres de Conférence, Ingénieurs et Chercheurs qui ont contribué à la réalisation de ce projet : Jean-Louis Reiss, Sonia Falourd, Michel Stievenard, Valérie Masson-Delmotte, Nils Andersen, Paul Capiez, Jean-Pierre Simonnet, Damien Linoir, Hervé Richard, Emilie Gauthier, Agnès Baltzer, Virginie Mattera. Un grand merci à tous pour votre collaboration.

Je tiens à remercier Fabien Arnaud pour son intérêt porté à mon travail et nos nombreuses discussions, qui ce sont toujours avérées sources de questionnement et d'avancement dans ma réflexion.

Je suis également très reconnaissante aux personnes ayant participé aux différentes campagnes de forage. Je remercie tout particulièrement Bruno Régent, qui fut de toutes les phases de terrain et avec qui, les conversations nous ont souvent menés hors des sentiers battus, au sens propre comme au sens figuré ! Merci Bruno d'avoir fait de mes campagnes de terrain des périples aussi drôles.

A l'origine de ce travail, il y a bien évidemment mes trois directeurs. Certes, il n'a pas toujours été facile de gérer leurs différentes perceptions de ma thèse, mais la complémentarité de leurs approches s'est avérée très enrichissante. Je tiens tout d'abord à remercier chaleureusement Michel, avec qui les discussions ont toujours été d'une efficacité redoutable.

Son aide aura largement contribué à la finalisation de cette rédaction interminable. Un très grand merci à Anne-Véro, pour son soutien et son écoute, notamment dans les moments de stress et de doutes. Enfin, je remercie très sincèrement Vincent pour sa grande disponibilité, pour ces week-ends consacrés au terrain, pour nos discussions scientifiques (ou non) toujours constructives...ce fut un très grand plaisir ! Merci à vous trois, pour votre confiance et surtout votre patience. Ces années de travail ensemble auront été, malgré une fin difficile, très agréables et très enrichissantes, aussi bien scientifiquement qu'humainement.

Merci à tous les gens du laboratoire Chrono-Environnement pour leur chaleureux accueil durant ces longues années.

Je n'oublie évidemment pas mes co-galériens thésards rencontrés tout au long de ces années et qui ont contribué à rendre le cadre de travail très convivial. Merci aux thésards du -227L et du -217K, ATERs, post-docs, étudiants de Master, passés et présents, pour ces moments passés autour d'un verre.

Je remercie notamment Emilien pour les soirées épiques placées sous le signe du « Bourgeon »... Courage tu tiens le bon bout !

Merci également Marie-Anne pour toutes nos discussions interminables (dans le sens positif du terme) et pour ton aide durant mon année d'ATER.

Parmi les anciens, je pense en particulier à Cyril, avec qui la cohabitation, bien que courte, fut intense ! Chacun de ses retours impromptus aura été synonyme de soirées très animées...Merci Cyril et Soizic pour votre soutien et ces moments d'anthologie vécus ensemble.

Je remercie chaleureusement Brice, seul Franc-comtois de ma connaissance maniant aussi bien le flegme britannique (ou suisse peut-être ?). Merci de ton aide (alimentaire notamment) durant la phase terminale de ma rédaction. Tu auras largement contribué à faire du -217K, un bureau « mythique » à mon sens !

Merci également à Henri, dernier arrivé dans notre antre, qui a su amener sa petite touche personnelle et gérer nos phases de « craquage collectif » avec brio !

Un immense merci à Laure pour ne m'avoir jamais plainte et avoir cru indéfectiblement en moi. Tes aventures et ta bonne humeur auront été mes récréations préférées de cette fin de thèse. « Gentil n'a qu'un œil », on peut le dire, car je connais peu de gens qui auraient été capables de venir me chercher à 5 heures du matin à la fac... Notre duo de choc aura vraiment été une source intarissable de moments mythiques ! Je ne te remercierai jamais assez... Bon courage pour la fin, je crois en toi !

Je tiens à remercier tout particulièrement François qui, pour le coup, a partagé toute cette aventure. Tu auras été le collègue de bureau idéal, plus proche du « pote de chambrée » que du collègue au fil des années, et finalement véritable ami au terme de l'aventure. Merci pour toutes les fois où tu m'as sortie de mes «boulet-time», pour nos délires et nos discussions houleuses quant à la musique... Ces années de cohabitation auront été tout simplement géniales !

Je souhaite également exprimer toute ma reconnaissance aux personnes qui m'ont soutenue de près ou de loin tout au long de ces années, en particulier mes anciens camarades Rochelais, Orsayens et Saint-Maixentais. Je vous remercie d'avoir continué à m'inviter et à prendre des nouvelles malgré mes annulations, mes retards réguliers et mon omni-absence au bout du fil (surtout au cours de la dernière année). Un grand merci à tous pour vos encouragements. Merci notamment à Karine et Anne-lise, pour ces conversations à distance, souvent à des heures sans nom...

Je n'oublie pas Fabienne qui fut ma première rencontre bisontine et non des moindres. Je te remercie pour ton accueil et ta générosité sans limite, tu m'auras permis de sortir de mon bocal à de multiples reprises.

Je tiens à remercier également ma famille qui a manifesté un réel intérêt pour mon travail, au point de parcourir plusieurs centaines de kilomètres pour assister à ma soutenance, je leur en suis très reconnaissante.

Enfin, je remercie mes parents et mon frère pour leur aide et leur soutien. Je pense que peu de parents auraient accepté de passer un dimanche à broyer une bonne centaine d'échantillons pour venir en aide à leur progéniture ! Merci papa et maman de m'avoir supportée durant toutes mes années d'études et donnée les moyens de faire ce parcours. Je suis

également très reconnaissante à mon frère d'avoir lu et corrigé en grande partie les coquilles de ce manuscrit, bien que ma thématique soit très éloignée de ses domaines de prédilection... Merci Arnaud d'avoir toujours répondu présent dans les moments de « craquage » et ce, malgré la distance.

J'espère n'avoir oublié personne et que chacun se reconnaîtra dans ces quelques mots. Encore merci à tous, car l'aboutissement de ce travail, je vous le dois en grande partie.

TABLE DES MATIERES

Introduction générale _____	13
1. Contexte climatique général _____	13
2. L'estimation des paramètres climatiques à partir des archives lacustres : principales méthodes _____	15
3. L'étude des lacs jurassiens _____	18
4. L'anthropisation dans la Haute-Chaîne du Jura. _____	20
5. Cadre et objectifs de cette étude _____	22
Partie 1 - Contexte et méthodologie	
Chapitre I - Caractéristiques du système lacustre de Saint-Point _____	27
I.1. Présentation du site _____	27
I.1.1. Localisation et contexte géographique _____	27
I.1.2. Topographie, hydrographie et bathymétrie du système lacustre de Saint-Point	28
I.1.3. Origine du lac Saint-Point : le Jura au Dernier Maximum Glaciaire (DMG) _____	30
I.2. Contexte géologique _____	33
I.3. L'occupation des sols _____	36
I.3.1. Nature des sols _____	36
I.3.2. L'occupation du bassin versant _____	36
I.4. Fonctionnement limnologique actuel _____	38
I.4.1. Le fonctionnement hydrologique _____	38
I.4.2. Propriétés de la colonne d'eau du lac _____	46
I.4.3. Dynamique sédimentaire globale _____	47

Chapitre II - Forages et méthodologie	49
II.1. Les forages	49
II.1.1. Techniques de forage utilisées	49
II.1.2. Localisation des séquences	50
II.1.3. Construction des séquences composites	50
II.2. Description de la séquence SP05	53
II.3. Chronologie de la séquence SP05	55
II.3.1. La datation par le ^{14}C ou radiocarbone	55
II.3.2. La stratigraphie pollinique : les palynozones	56
II.3.3. L'identification des tephres	57
II.3.4. Les datations ^{137}Cs et ^{210}Pb	58
II.3.5. Modèle âge-profondeur de la séquence SP05	61
II.4. La représentativité de la séquence SP05 : corrélations des différents forages	63
II.4.1. Corrélations des enregistrements de susceptibilité magnétique des différentes séquences	63
II.4.2. Estimation des taux de sédimentation des séquences SP06, SP07 et REM07	65
II.5. L'analyse multi-paramètres de SP05 : choix des analyses et objectifs	67
II.5.1. Résolution de l'échantillonnage	67
II.5.2. Les paramètres physiques	69
II.5.3. La fraction minérale	70
II.5.4. La fraction organique	73

Partie 2 - La réponse détritique du bassin versant

Chapitre III - La fraction inorganique	75
III.1. Minéralogie	75
III.1.1. Minéralogie de la roche totale	75
III.1.2. Minéralogie de la fraction argileuse ($<2\text{ }\mu\text{m}$)	79
III.1.3. L'indice de cristallinité des illites	83
III.2. La susceptibilité magnétique	84
III.3. Géochimie des éléments majeurs	86

III.3.1. Relations inter-éléments _____	87
III.3.2. Quantification des carbonates détritiques _____	92
III.3.3. Reconstitution de la composition du sédiment et des différents flux _____	98
III.4. La granulométrie _____	103
III.4.1. Granulométrie de la roche totale _____	104
III.4.2. Granulométrie de la fraction silicatée _____	107
III.4.3. Granulométrie de la fraction non-silicatée. _____	109
III.4.4. Composition granulométrique de la fraction >63 µm _____	109
III.4.5. La rythmicité de la granulométrie _____	113
 Chapitre IV - La fraction organique _____	 117
IV.1. La matière organique _____	117
IV.1.1. Evolution des teneurs en matière organique _____	118
IV.1.2. Caractérisation de la matière organique _____	121
IV.2. La palynologie _____	124
IV.2.1. Dryas ancien (≈ 18 500-15 000 cal BP) _____	125
IV.2.2. Bølling (≈ 15 000-13 800 cal BP) _____	125
IV.2.3. Allerød (≈ 13 800-12 900 cal BP) _____	125
IV.2.4. Dryas récent (12 900-11 500 cal BP) _____	127
IV.2.5. Préboréal (11 500-10 300 cal BP) _____	127
IV.2.6. Boréal (10 300-9 000 cal BP) _____	127
IV.2.7. Atlantique ancien (9 000-6 800 cal BP) _____	127
IV.2.8. Atlantique récent (6 800-5 500 cal BP) _____	129
IV.2.9. Subboréal (5 500-2 800 cal BP) _____	130
IV.2.10. Subatlantique (2 800 cal BP à l'actuel) _____	131

Partie 3 - La production authigène

Chapitre V - La fraction inorganique : géochimie des éléments majeurs _____	133
V.1. Les carbonates authigènes _____	133
V.2. Le phosphore, traceur de la production planctonique _____	136

V.3. Le fer et le manganèse, indicateurs des conditions d'oxydo-réduction_____	138
Chapitre VI - Les ostracodes _____	141
VI.1. Taxonomie _____	141
VI.2. Comptage spécifique _____	145
VI.2.1. Méthodologie _____	145
VI.2.2. Les variations relatives des espèces dominantes de la séquence SP05 _____	146
VI.2.3. Variations absolues des espèces _____	149
VI.2.4. Rythmicité des populations au cours des 6 000 dernières années _____	154
Chapitre VII - L'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes benthiques _____	157
VII.1. Du $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$ (précipitations) au $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ (ostracodes) _____	157
VII.1.1. Généralités : isotopes et fractionnement _____	157
VII.1.2. Transfert de la signature isotopique $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations: de la source au continent _____	158
VII.1.3. Enregistrement du $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$ dans les systèmes lacustre ($\delta^{18}\text{O}_\text{L}$) _____	160
VII.1.4. Enregistrement de $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$ par les tests d'ostracodes ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) via $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$ _____	163
VII.2. Le suivi hydro-isotopique _____	164
VII.2.1. Protocole et méthode _____	164
VII.2.2. Résultats du suivi isotopique _____	165
VII.3. Effets hydro-isotopiques lacustres _____	178
VII.3.1. Le bilan de masse en condition d'équilibre : détermination de E (volume évaporé) _____	178
VII.3.2. Sensibilité hydrologique de la signature isotopique en ^{18}O et ^2H du lac (δ_L) _____	181
VII.4. L'enregistrement isotopique des ostracodes benthiques ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) : de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ à $\delta^{18}\text{O}_\text{I}$ _____	185
VII.4.1. Caractéristiques de l'espèce analysée : <i>Candona candida</i> _____	185
VII.4.2. Reconstitution de $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$ _____	186
VII.4.2. L'enregistrement isotopique : effet local ou effet régional ? _____	192

Partie 4 - Discussion

Chapitre VIII - Evolution des paramètres sédimentologiques :

implications paléoenvironnementales et paléoclimatiques _____ **197**

VIII.1. Glaciaire-interglaciaire : bipartition majeure de la séquence _____ 197

VIII.2. Variations environnementales au cours du Pléniglaciaire et du Tardiglaciaire (de la base de la séquence jusqu'à 11 300 cal BP) _____ 199

VIII.2.1. Résolution de l'échantillonnage _____ 199

VIII.2.2. Le Pléniglaciaire à Saint-Point (12,37-8,64 m) _____ 199

VIII.3. Grandes tendances au cours du Tardiglaciaire (\approx 18 500-11 300 cal BP) _____ 203

VIII.3.1. Les récurrences froides :

vers 14 400-13 500 cal BP et vers 12 900-11 300 cal BP _____ 204

VIII.4. Grandes tendances au cours de l'Holocène _____ 204

VIII.4.1. La première partie de l'Holocène (\approx 11 300-6 300 cal BP) _____ 204

VIII.4.2. La seconde partie de l'Holocène : environ 6 300-2 600 cal BP _____ 207

VIII.4.3. La période anthropisée (aux environs de 2 600 cal BP à l'actuel) _____ 209

VIII.5. Les variations séculaires et pluriséculaires _____ 211

VIII.5.1. L'oscillation préboréale (PBO 11 300-11 150 cal BP) _____ 211

VIII.5.2. 9 300-9100 cal BP _____ 212

VIII.5.3. 8 450-8 150 cal BP _____ 213

VIII.5.4. 6 500-6 200 cal BP _____ 213

VIII.5.5. Le Petit Age Glaciaire : 600-90 cal BP/ 1350-1860 AD _____ 214

Chapitre IX - Les forçages impliqués _____ **215**

IX.1. Les variations plurimillénaires : le forçage orbital _____ 215

IX.1.1. La transition Tardiglaciaire-Holocène _____ 215

IX.1.2. La transition Optimum holocène-Néoglaciaire _____ 218

IX.2. Les variations pluriséculaires : les débâcles des grands inlandsis et le forçage solaire 219

IX.2.1. Le Tardiglaciaire _____ 220

IX.2.2. L'Holocène _____ 222

IX.2.3. La cyclicité des six derniers millénaires _____	223
IX.3. Le forçage anthropique _____	228
 Conclusion générale _____	 233
1. Apports méthodologiques _____	233
2. Les résultats majeurs _____	235
3. Perspectives _____	241
 Bibliographie _____	 245
Table des figures _____	259
Annexes _____	267

Introduction générale

1. Contexte climatique général

1.1. Les forçages climatiques

L'évolution climatique, à l'échelle des temps géologiques, est contrôlée par différents forçages naturels parmi lesquels se distinguent le forçage orbital et le forçage solaire. Ces deux forçages, directement liés au fonctionnement de notre système solaire, parviennent à imprimer leur marque suivant différentes échelles de temps.

Le forçage orbital est généré par l'évolution des paramètres orbitaux de la Terre selon trois cycles distincts ou cycles de Milankovitch :

- l'excentricité de l'orbite terrestre (100 000 et 400 000 ans) ;
- l'obliquité ou inclinaison de l'axe de rotation de la Terre ($\approx 41\,000$ ans) ;
- la précession des équinoxes (19 000 et 23 000 ans).

La combinaison de ces différents cycles est à l'origine de la succession de périodes glaciaires-interglaciaires (100 000 ans) qui rythment l'histoire climatique quaternaire, à travers la modulation du contraste saisonnier (évolution de l'insolation).

Le forçage solaire correspond aux variations de l'activité du Soleil définies par le nombre d'éruptions solaires (taches solaires). Cette activité, également cyclique, se caractérise par de nombreuses périodes différentes, décennales (cycle de Schwabe : environ 11 ans) à pluriséculaires (cycles de Suess : environ 205 ans ; cycles de Gleissberg : environ 90 ans). Ces oscillations génèrent principalement une modification de l'insolation reçue par la Terre. Ainsi, les phases de faible activité solaire, donc de diminution de l'irradiance, sont associées à des dégradations climatiques de courte période.

1.2. Le contexte climatique depuis environ 20 000 ans

Les vingt derniers millénaires couvrent la dernière transition climatique majeure glaciaire-interglaciaire, récemment datée à 11 700 cal BP (âge calendaire ou âge vrai) dans la zone de l'océan Atlantique Nord (Rasmussen *et al.*, 2007 ; Lowe *et al.*, 2008).

Au cours de cette période, le Tardiglaciaire, qui s'étend d'environ 18 400 cal BP (selon la stratigraphie pollinique régionale) à 11 700 cal BP, constitue un intervalle de forte instabilité climatique. En effet, malgré un réchauffement progressif dû à l'augmentation de l'insolation, le Tardiglaciaire apparaît ponctué de nombreuses péjorations climatiques. Ces phases froides sont la conséquence de deux forçages distincts, mais non exclusifs. En effet, outre le forçage solaire, un forçage lié aux modalités de la déglaciation des continents est également observé. L'expression de ce dernier correspond à des phases de réduction de la circulation thermohaline suite aux débâcles des grands inlandsis (Björck *et al.*, 1998 ; Goslar *et al.*, 1999 ; Magny et Bégeot, 2004). Ce forçage n'affecte plus la dynamique du climat à partir d'environ 6 800 cal BP, suite à la disparition de la Laurentide (Carlson *et al.*, 2007 ; Renssen *et al.*, 2009). Si le forçage de la déglaciation disparaît au cours de l'Holocène, l'influence du forçage solaire demeure perceptible et ce, jusqu'à nos jours (Bard *et al.*, 1997 ; Bond *et al.*, 2001 ; Alley et Ágústadóttir, 2005).

Contrairement au Tardiglaciaire et malgré des dégradations climatiques de courte période, l'Holocène se caractérise par une grande stabilité des conditions climatiques, devenues plus clémentes à l'échelle du globe. Cette période se divise toutefois en deux intervalles distincts : l'Optimum Holocène, phase la plus chaude caractérisant la première moitié de l'Holocène, et le Néoglaciaire, plus frais (et humide selon les latitudes). Cette bipartition résulte de la réduction progressive de l'insolation (Berger et Loutre, 1991), elle-même conséquence de l'évolution des paramètres orbitaux. L'âge et l'expression de cette transition (précipitations, températures) demeurent très variables selon les marqueurs considérés (Arnaud *et al.*, 2005 ; Joerin *et al.*, 2006 ; Magny *et al.*, 2006b), mais également selon le contexte géographique des sites d'observation (deMenocal *et al.*, 2000). De fait, la reconstitution du paléoclimat à l'échelle globale nécessite une multiplication des enregistrements, mais également une meilleure compréhension de la sensibilité des marqueurs face aux différents forçages climatiques. Ce besoin est d'autant plus prononcé au niveau des

archives continentales que la diversité des contextes d'enregistrement (continentalité des sites, latitude, altitude...), et donc des réponses environnementales induites, est importante.

2. L'estimation des paramètres climatiques à partir des archives lacustres : principales méthodes

Parmi les archives continentales étudiées, les sédiments lacustres constituent l'une des archives les plus continues et permettent d'observer à la fois la variabilité climatique et l'influence de l'homme sur son environnement. L'étude des systèmes lacustres offre la possibilité d'aborder l'interaction homme-environnement-climat, enjeu majeur pour la compréhension et la prévision de l'évolution climatique et environnementale actuelle et future.

Différentes approches sont employées lors de la reconstitution des paramètres climatiques. Selon les paramètres étudiés, le signal obtenu peut être interprété comme le reflet de l'évolution des précipitations et/ou des températures.

2.1. Reconstitution des températures

La reconstitution de l'évolution de la température repose sur deux approches principales. La première est basée sur l'application de fonctions de transfert aux assemblages faunistiques et floristiques établis à partir des sédiments. Les études portant sur les assemblages polliniques (Peyron *et al.*, 2005) et les chironomes (Heiri *et al.*, 2003 ; Millet *et al.*, 2009) ont ainsi permis d'estimer l'évolution de la température estivale moyenne au cours des périodes holocène et tardiglaciaire.

La seconde approche repose sur l'analyse des rapports isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) dans les précipitations biogènes telles que les diatomées (test siliceux) et les ostracodes (test calcique). L'information obtenue diffère selon le marqueur biologique considéré. L'analyse effectuée sur les diatomées tend à fournir une reconstitution des températures estivales moyennes (Rosqvist *et al.*, 2004), alors que l'enregistrement obtenu à partir des tests d'ostracodes benthiques semble refléter l'évolution de la température moyenne annuelle (von Grafenstein *et al.*, 1996).

Si ces méthodes permettent un accès « direct » à l'information « température », les marqueurs n'en demeurent pas moins soumis à de nombreuses contraintes environnementales qui ne permettent pas toujours leur emploi (conservation, effets locaux...). De plus, la nature de l'information obtenue (température moyenne annuelle ou saisonnière) dépend fortement du fonctionnement du système lacustre étudié.

2.2. Reconstitution des précipitations

La reconstitution de l'évolution des précipitations peut être envisagée suivant deux approches différentes.

La première approche consiste en une reconstitution de l'évolution altitudinale du niveau du lac, reflet du bilan hydrique du système (rapport entre évaporation et précipitations). Ces études peuvent porter sur les assemblages de concrétions carbonatées phytogènes (Magny, 2004) ou de diatomées (Gasse *et al.*, 1995), et fournissent un enregistrement de la variabilité du rapport entre précipitations et évaporation.

L'évolution des niveaux lacustres, reconstituée à partir de l'étude de différents lacs jurassiens (Magny, 2004), met en évidence des phases générales de haut niveau lacustre corrélables à des périodes de minima solaire ($\Delta^{14}\text{C}$ résiduel) ainsi qu'à des débâcles dans l'Atlantique Nord (figure 1). La sensibilité de ce paramètre aux forçages de l'activité solaire et de la déglaciation permet, à l'échelle du Tardiglaciaire et de l'Holocène, d'observer les répercussions, en termes d'humidité, de ces événements sur le massif du Jura (Magny, 2004).

La seconde approche employée repose sur la reconstitution des apports détritiques au lac *via* la caractérisation des sédiments. En première approximation, la variabilité de ces apports reflète l'évolution des écoulements au niveau du bassin versant (érosion), donc des précipitations.

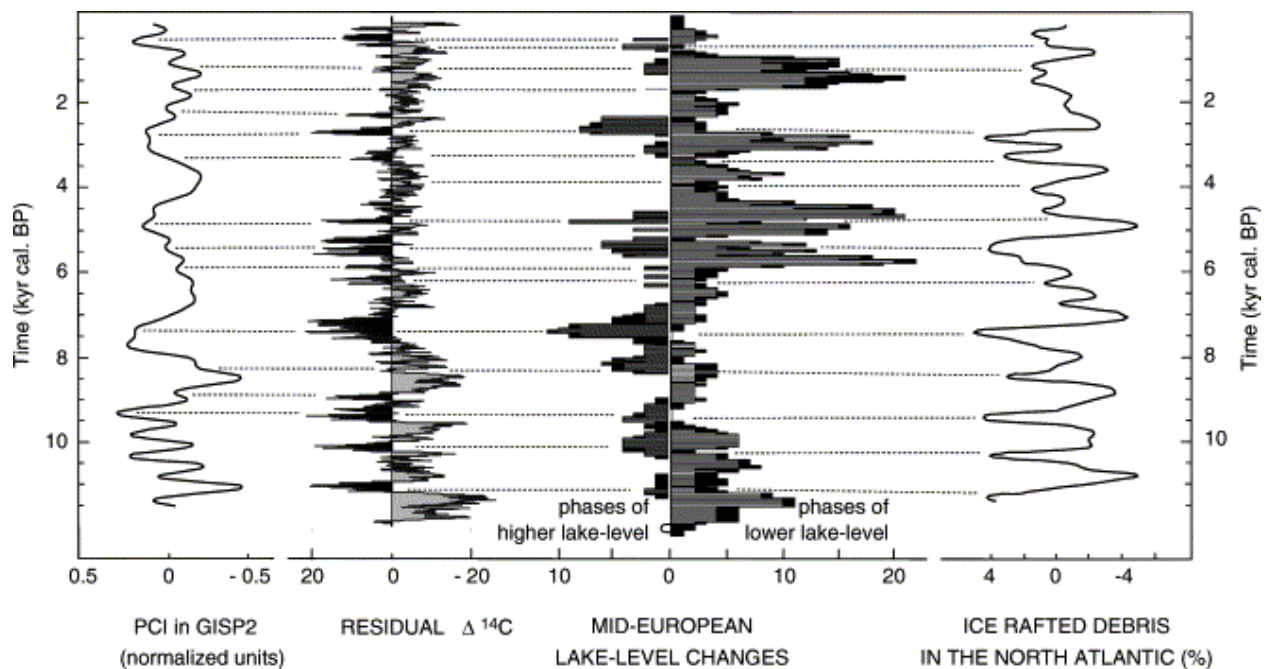


Figure 1. Enregistrements holocènes de l'Index de la Circulation Polaire (PCI) dans le GISP2 (les valeurs positives de PCI correspondent à un climat plus froid ; Mayewski *et al.*, 1997), des variations du ^{14}C atmosphérique résiduel (Stuiver et Braziunas, 1993), des fluctuations des niveaux de lacs en Europe de l'Ouest (Magny, 2004), et de la proportion d'IRD (ice-rafting debris) en Atlantique Nord (Bond *et al.*, 2001). D'après Magny (2004).

La reconstitution de l'évolution des apports détritiques dans le lac du Bourget (Arnaud *et al.*, 2005) a permis de mettre en évidence l'influence du forçage solaire au cours de l'Holocène (figure 2). Dans ce système caractérisé par un bassin versant silicaté, l'évolution du détritisme a pu être assimilée à l'évolution de la concentration en titane. Cette dernière indique des phases ponctuelles d'apports par le Rhône, correspondant à des phases de crues (Arnaud *et al.*, 2005). Ces crues ont été corrélées à diverses périodes d'avancées glaciaires (Arnaud *et al.*, 2008), elles-mêmes synchrones de périodes de réduction de l'activité solaire (Holzhauser *et al.*, 2005). La sensibilité du détritisme au forçage solaire est, dans ce cas précis, la conséquence de l'évolution des glaciers du massif du Mont-Blanc qui alimentent le Rhône.

L'estimation du détritisme, par le biais de l'analyse sédimentologique des remplissages lacustres, fournit donc potentiellement un enregistrement climatique, dont la sensibilité aux forçages peut se révéler tout aussi élevée que celle de l'enregistrement des niveaux de lac.

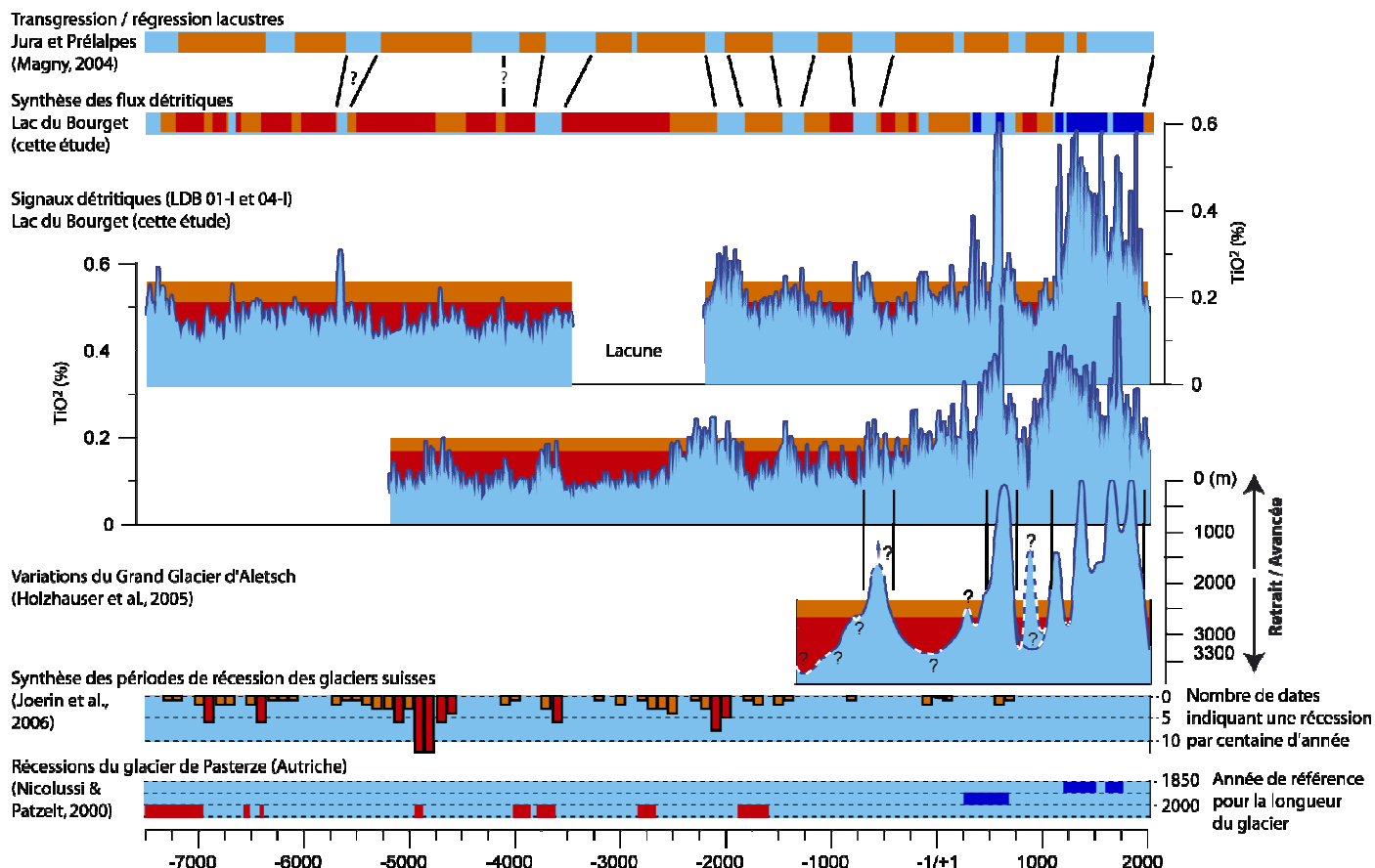


Figure 2. Comparaison à l'échelle régionale de l'évolution des niveaux de lac, des glaciers suisses et autrichiens et des flux détritiques dans le lac du Bourget au cours des derniers 9 500 ans (Arnaud *et al.*, 2008).

3. L'étude des lacs jurassiens

3.1. Les reconstitutions paléoenvironnementales à partir des séquences littorales

L'étude des séquences lacustres littorales a permis la reconstitution des niveaux de lac, fréquemment couplée à des reconstitutions de la végétation. Les différentes études effectuées dans le massif du Jura fournissent un cadre climatique ainsi qu'une stratigraphie pollinique régionale à l'échelle du Tardiglaciaire et de l'Holocène (de Beaulieu *et al.*, 1994 ; Cupillard et Richard, 1995 ; Magny, 2004 ; Peyron *et al.*, 2005 ; Magny *et al.*, 2006a).

Ces enregistrements peuvent toutefois être perturbés par des effets locaux, qui s'expriment le plus souvent sous la forme de hiatus au sein de la sédimentation (par

exondation) ou par la présence de glissements du matériel sédimentaire, fréquents à proximité des pentes. De plus, la proximité des berges rend les séquences littorales peu propices à une reconstitution globale du détritisme, celui-ci étant peu représentatif de l'érosion de l'ensemble du bassin versant. Enfin, le flux détritique peut y être fortement dilué notamment par le développement de carbonates authigènes, formant des « beines » de craie littorales, caractéristiques des systèmes carbonatés.

Ainsi, dans le cadre d'une approche sédimentologique, les séquences lacustres littorales peuvent s'avérer peu favorables à la reconstitution de l'évolution de l'ensemble du système lac-bassin versant.

3.2. Étude du remplissage sédimentaire du lac de Chaillexon

Le lac de Chaillexon et le lac Saint-Point appartiennent à un même réseau hydrographique dominé par le Doubs. L'enregistrement sédimentaire du lac de Chaillexon constitue donc potentiellement un analogue à l'enregistrement du lac Saint-Point.

Les travaux menés sur ce site constituent les seules études disponibles à ce jour, portant sur la caractérisation et la quantification des flux sédimentaires tardiglaciaires et holocènes dans le massif du Jura (Di-Giovanni, 1994 ; Bichet *et al.*, 1999). Bichet (1997) propose une quantification et une caractérisation des grands ensembles sédimentaires du bassin lacustre de Chaillexon, à partir de la corrélation de forages répartis sur l'ensemble du remplissage. La résolution temporelle de cette reconstitution est toutefois faible, puisqu'elle est de l'ordre de la chronozone palynologique (figure 3).

L'enregistrement sédimentaire des forçages climatiques s'y révèle très influencé par les propriétés du système lui-même (fonctionnement hydrologique local, géométrie du système...). Bichet (1997) souligne également une forte contrainte de la végétation sur les flux détritiques. Ainsi, la réduction du détritisme observée au cours de la première moitié de l'Holocène (figure 3) y est directement associée au développement du couvert forestier.

Cette étude met en évidence la complexité de la reconstitution paléoclimatique par l'étude des remplissages sédimentaires soumis à différentes contraintes fonctionnelles.

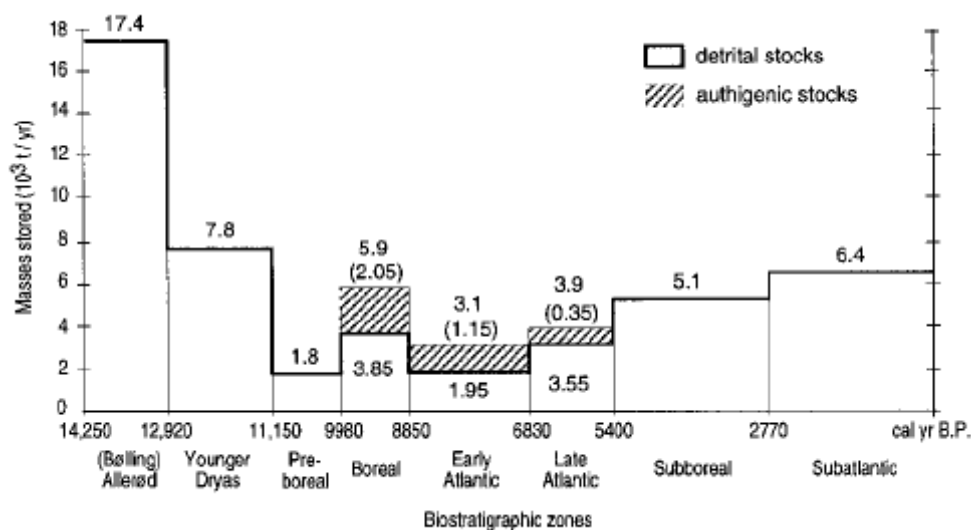


Figure 3. Quantification des masses sédimentaires détritiques et authigènes stockées dans le lac de Chailloux (les valeurs moyennes annuelles sont en 10³ t par année calibrée). D'après Bichet *et al.* (1999).

4. L'anthropisation dans la Haute-Chaîne du Jura.

Les séquences lacustres littorales et tourbeuses ont contribué à établir une chronologie de l'anthropisation du paysage, à travers l'observation d'indices polliniques associés aux activités de l'homme (céréales, messicoles...). La présence d'activités agricoles dans la Haute-Chaîne (à partir de 700 m d'altitude) semble relativement précoce puisque les premiers indices, bien que ténus, sont datés d'environ 7 000 cal BP (Cupillard et Richard, 1995 ; Richard et Ruffaldi, 1996). Ces traces d'anthropisation traduisent des phases brèves de défrichement et de mise en culture de clairières isolées. Leur caractère ponctuel suggère le passage de petits groupes d'agriculteurs dans ces zones reculées. A l'échelle du massif, cet impact de l'homme demeure très localisé, voir très incertain dans la Haute-Chaîne jusqu'à la fin du Néolithique, soit jusqu'à environ 4 400 cal BP (Cupillard *et al.*, 1994 ; Gauthier, 2004).

A ces altitudes élevées, les données archéologiques actuellement disponibles sont peu nombreuses. Les premières preuves d'un peuplement stable de la Haute-Chaîne datent de l'Âge du Bronze (d'environ 4 200 à 2 700 cal BP) et de l'Âge du Fer (d'environ 2 700 à 1 920 cal BP) et se localisent dans les environs de Pontarlier (Chaux d'Arlier), à 820 m d'altitude (Bichet et Millote, 1992 ; Manfredi *et al.*, 1992). La situation géographique de ces sites explique cette concentration des vestiges archéologiques. En effet, la Chaux d'Arlier

constitue la seule voie de passage permettant de franchir aisément le relief jurassien et de rejoindre la Suisse. Exception faite de cette zone, très peu de données archéologiques mettent en évidence une colonisation de la Haute-Chaîne antérieure aux XII^e-XIII^e siècles.

Les analyses polliniques effectuées dans différents sites de la Haute-Chaîne (Gauthier, 2002a ; Gauthier et Richard, 2004) permettent de nuancer cette perception de l'occupation des zones reculées du Jura. Ainsi, des traces récurrentes d'activités agropastorales associées à l'Âge du Fer, ont été observées dans divers secteurs du massif (Gauthier, 2002a, 2004 ; Gauthier et Richard, 2004). Ces occupations, le plus souvent irrégulières, sont probablement de courte durée et permettent, après abandon de la clairière, un recouvrement du couvert forestier (Gauthier, 2001). Seul le secteur, de la Chaux d'Arlier semble occupé régulièrement à partir de l'Âge du Bronze (Gauthier, 2002b).

Au cours de l'époque gallo-romaine (environ 1920-1470 cal BP ; I^{er} BC-V^e siècle AD), l'essor de l'agriculture demeure faible, mais réparti plus largement dans la Haute-Chaîne. Les indices d'activités anthropiques suggèrent une légère augmentation des défrichements au profit d'un développement des pâtures et prairies de fauche, et non de cultures céréalières. Le milieu demeure néanmoins très forestier (Gauthier, 2004). Cette période marque également la fondation de la ville de Pontarlier, seule agglomération connue à ces altitudes.

Le Moyen Âge (du V^e au XV^e siècle AD) se caractérise par un important essor du peuplement du massif, mais également diverses phases de déprise. En effet, un recul des activités anthropiques est observé sur l'ensemble des séquences étudiées (Gauthier, 2004) au cours du haut Moyen Âge (du V^e au X^e siècle AD). L'origine supposée de ce dépeuplement général serait les invasions qui frappent la région entre le III^e et le V^e siècle (Bouvard, 1997) ; seule la Chaux d'Arlier, pourtant zone de passage, ne semble pas affectée de manière significative par les troubles de cette période. La fin du VI^e siècle marque un retour des activités agropastorales, bien que les indices de défrichement demeurent faibles. La principale activité agricole est très probablement le pastoralisme en forêt. Ce n'est qu'à partir du XI^e-XII^e siècle que le déboisement s'accroît et que l'activité agropastorale connaît son apogée (Gauthier, 2002a). Malgré une forte pression anthropique, le milieu demeure très forestier. Cet essor agricole prend fin au bas Moyen Âge (XIV^e-XV^e siècle AD) en raison d'une succession de famines, guerres et épidémies, qui entraînent un dépeuplement partiel du Haut-Jura. A

partir du XV^e siècle et durant l'époque moderne, un nouvel essor de l'agriculture et un déboisement plus prononcé se mettent en place. La polyculture et l'élevage connaissent leur apogée et le couvert forestier est dès lors très réduit (Gauthier, 2004).

5. Cadre et objectifs de cette étude

5.1. Choix du site

Le système du lac Saint-Point, par sa taille (surface du bassin versant et du lac), se classe parmi les grands systèmes dont la sédimentation est dominée par le détritisme (Pourriot et Meybeck, 1995).

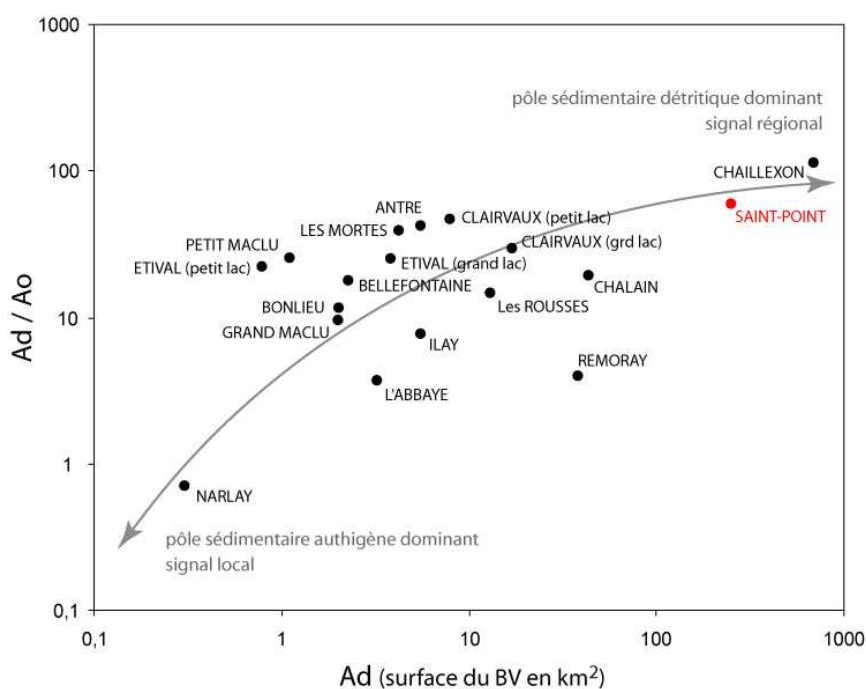


Figure 4. Répartition des systèmes lacustres jurassiens en fonction de la taille de leur bassin versant et de leur rapport Ad/Ao (Pourriot et Meybeck, 1995) ; Ao correspond à la surface du lac ; un rapport Ad/Ao et une valeur Ad élevés seront caractéristiques d'un système dominé par la sédimentation détritique (Bichet, *unpublished*).

Cette caractéristique, peu fréquente dans les systèmes lacustres jurassiens (figure 4), permet une approche du fonctionnement détritique, comparable à celle employée dans les grands systèmes alpins (Arnaud, 2003 ; Wessels, 1998 ; Nomade, 2005).

De plus, le lac Saint-Point présente un fonctionnement sédimentaire très proche de celui du lac de Chaillexon (figure 4), ainsi qu'un vecteur d'apports commun (le Doubs) ; une comparaison directe des deux enregistrements sédimentaires peut donc être envisagée. Enfin, le site, par sa position géographique, bénéficie d'un cadre paléoclimatique bien établi.

5.2. Cadre de cette étude

Cette étude s'inscrit dans le cadre d'un projet pluridisciplinaire développé par l'université de Franche-Comté. Ce projet privilégie une approche multi-scalaire de l'enregistrement lacustre du climat et de l'impact anthropique suivant deux échelles de temps distinctes :

- le référentiel "temps court", centré sur le fonctionnement **actuel** du lac et portant principalement sur l'étude du transfert des contaminants dans les compartiments physiques (sédiments/eau/matières en suspension) et les réseaux trophiques ;
- Le référentiel "temps long", proposant une reconstitution paléoclimatique et paléoenvironnementale sur les **20 000 dernières années**.

Ce travail de thèse constitue le volet « référentiel "temps long" » de ce projet.

5.3. Objectifs

Cette thèse vient compléter la base de données paléoclimatiques de la région, mais également évaluer le potentiel des séquences profondes des lacs du Jura en termes de reconstitution paléoclimatique et paléoenvironnementale à travers une approche multi-paramètres.

Ce travail complète le travail effectué sur le lac de Chaillexon, puisqu'il propose une reconstitution à haute résolution des flux détritiques sur des périodes identiques. Cette approche soulève certaines difficultés quant à la quantification du détritisme en milieu carbonaté. En effet, ce type de milieu est caractérisé par un détritisme carbonaté important, mais difficilement dissociable de la production carbonatée authigène. La multiplicité des sources détritiques (les différentes roches du bassin versant) rend la signature géochimique du pôle détritique complexe, et la morphologie des particules ne permet pas de les différencier des carbonates authigènes déposés en zone profonde (Richard, 1992 ; Bichet, 1997). Cette

discrimination s'avère cependant nécessaire afin d'obtenir une estimation fiable de l'évolution de l'érosion, donc de l'hydrologie.

L'approche "multi-paramètres" employée dans le cadre de cette thèse a pour objectif la caractérisation de l'évolution du système lacustre dans son ensemble (substrat, sol, végétation, lac). Cette caractérisation des différentes unités du système et la reconstitution de leur évolution, visent à déterminer les facteurs contrôlant la réponse des marqueurs sédimentaires, c'est-à-dire discriminer le signal climatique du signal local. La compréhension de la sensibilité des marqueurs constitue également une nécessité pour l'estimation de la réponse sédimentaire associée à l'anthropisation du système. En effet, si la présence d'activités humaines et leur intensification progressive peuvent être positionnées chronologiquement à partir des analyses polliniques, la quantification de cette influence sur l'environnement en termes d'érosion demeure inconnue.

5.4. Organisation du manuscrit

Le manuscrit s'articule suivant quatre parties distinctes.

La **première partie** est consacrée à la présentation du site et de son fonctionnement actuel, ainsi qu'à la stratégie d'échantillonnage et d'analyse employée dans le cadre de cette étude.

La **seconde partie** présente l'ensemble des résultats obtenus à partir des marqueurs caractéristiques des propriétés du **bassin versant** afin d'aborder l'évolution de son état (végétation) et de son érosion (altération physique et chimique).

La **troisième partie** expose les résultats obtenus à partir des différents marqueurs biotiques et abiotiques associés à la **production authigène**. Cette partie comprend également un chapitre consacré à l'enregistrement isotopique des **ostracodes benthiques** ($\delta^{18}\text{O}$), à travers une étude de sa représentativité, puis son interprétation en termes de température.

Enfin, la **quatrième partie** présente, dans un premier volet, l'interprétation et la discussion des relations entre ces différents enregistrements en termes d'**évolution environnementale** du site. Un second volet propose un repositionnement des enregistrements

de ce lac dans un contexte climatique global et la discrimination des **forçages** régissant l'évolution des signaux observés.

Ce manuscrit se termine par une **conclusion générale** synthétisant les différents apports de cette étude tant au niveau de la méthodologie que de la reconstitution paléoclimatique dans les systèmes carbonatés, ainsi que des perspectives.

PARTIE 1

CONTEXTE
&
METHODOLOGIE

Chapitre I

Caractéristiques du système lacustre de Saint-Point

I.1. Présentation du site

I.1.1. Localisation et contexte géographique

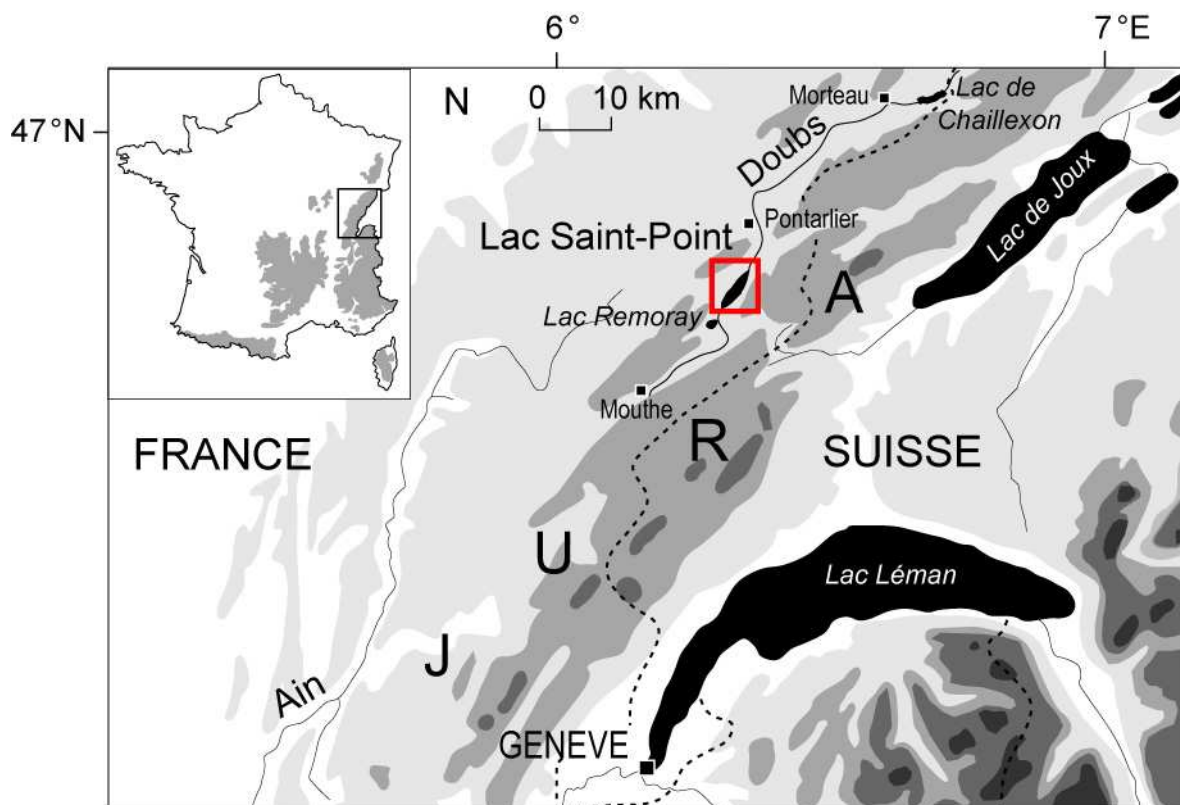


Figure 5. Localisation du lac Saint-Point.

Le lac Saint-Point ($46^{\circ}48.7'N$; $6^{\circ}12.2'E$) appartient à la haute vallée du Doubs située dans la Haute-Chaîne du Jura (figure 5). Cette vallée s'étend de la source du Doubs (Mouthe) jusqu'au lac de Chaillexon ou lac des Brenets (à proximité de Morteau). Son bassin versant, dont la superficie atteint près de 900 km^2 , comporte actuellement trois lacs en eau : le lac Remoray, le lac Saint-Point et le lac de Chaillexon ; le lac Saint-Point représente la

retenue d'eau la plus importante de cette vallée. Le bassin topographique de ce dernier correspond à la partie méridionale du bassin versant de la haute vallée et englobe le lac Remoray.

I.1.2. Topographie, hydrographie et bathymétrie du système lacustre de Saint-Point

a) Le bassin versant

Le bassin versant du lac Saint-Point s'étend sur une superficie de 247 km² et présente un étagement altitudinal compris entre 850 m (surface du lac) et 1 463 m (Mont d'Or). Le massif des Monts Risoux constitue sa limite SSE. La Côte de la Haute Joux et le massif de la Grande Côte bordent sa partie SSW-NNE (figure 6). Sa topographie, classique des hautes vallées jurassiennes, met en évidence deux vallées d'axe NE-SW.

Le réseau hydrographique (figure 6) apparaît fortement contraint par la topographie. En effet, le Doubs, collecteur principal des eaux de ce réseau, suit l'axe des vallées depuis sa source (Mouthe, 950 m) jusqu'au lac Saint-Point (850 m). Au cours de son trajet dans le bassin versant, il est alimenté par de nombreux ruisseaux, parmi lesquels figure la Taverne, exutoire du lac Remoray.

Le Doubs est le principal tributaire du lac Saint-Point, donc le vecteur dominant d'apports particuliers. La Source Bleue, autre affluent pérenne du lac, ne représente qu'une faible contribution (voir I.4.1.). Enfin, de nombreux ruisseaux temporaires peuvent s'ajouter à ces deux principaux cours d'eau lors des périodes de fortes précipitations.

b) Le lac Saint-Point

Situé à une altitude moyenne de 850 m, le lac se caractérise par une forme longiligne orientée suivant l'axe de la vallée (figure 6) et présente un tributaire principal (le Doubs) ainsi qu'un exutoire de surface. Sa superficie atteint 5,2 km², pour une longueur de l'ordre de 7 km et une largeur moyenne de 800 m. La cuvette lacustre se compose de deux bassins séparés par un seuil situé à une profondeur de 21,5 m (figure 7). La profondeur maximale est observée dans le bassin amont et atteint 41 m, contre 35,5 m dans le bassin aval. La bathymétrie du lac indique également la présence d'un second haut-fond précédant l'exutoire.

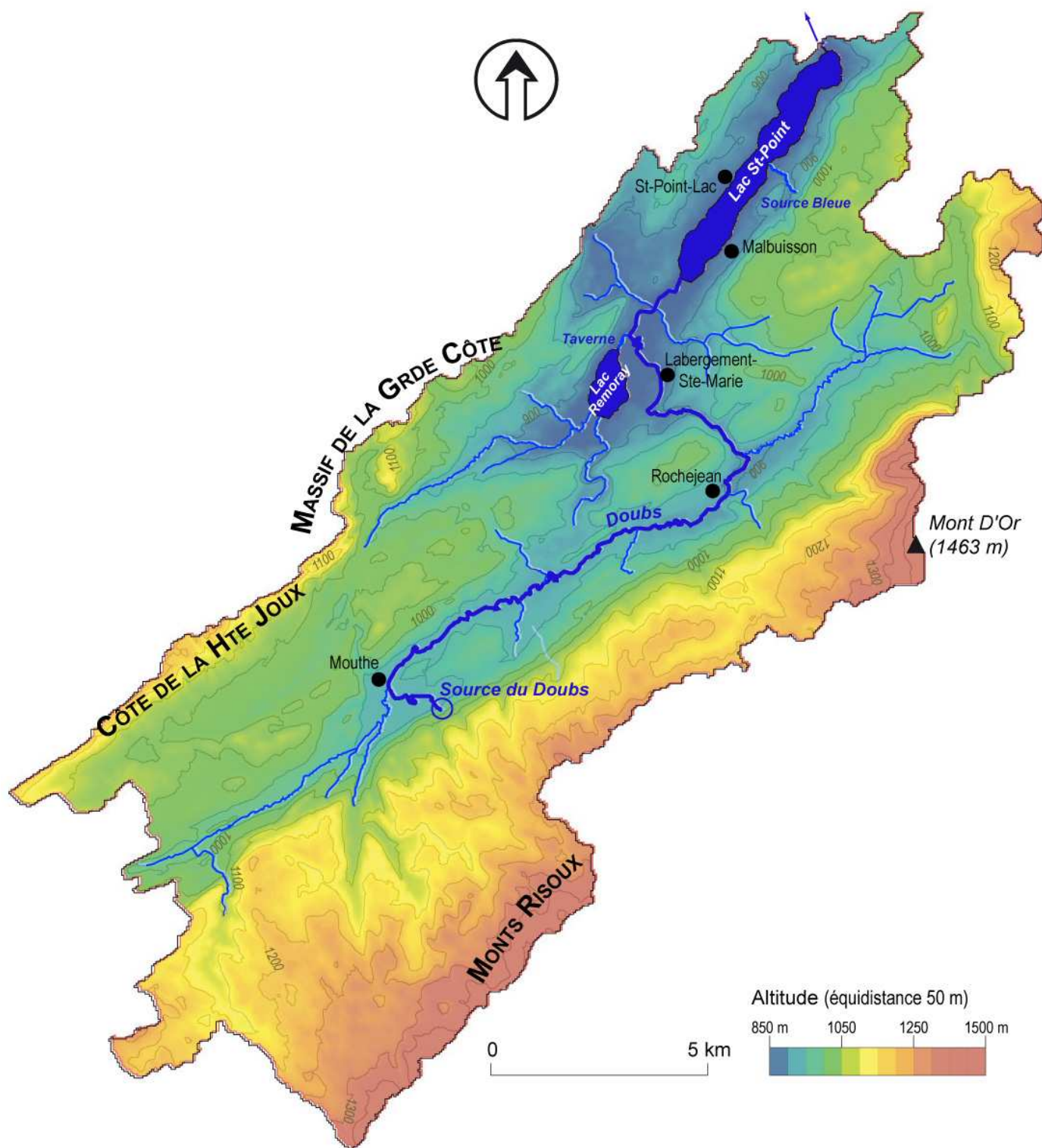
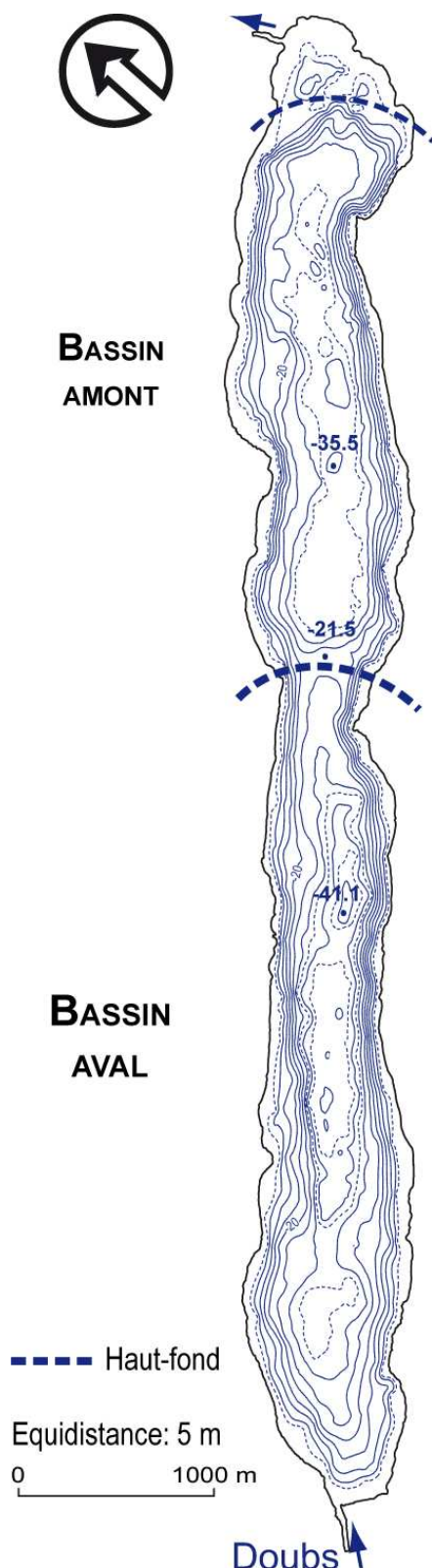


Figure 6. Topographie et hydrographie du lac Saint-Point.



I.1.3. Origine du lac Saint-Point : le Jura au Dernier Maximum Glaciaire (DMG)

Campy (1982) a établi l'existence d'une calotte glaciaire jurassienne indépendante de la calotte alpine au cours de la dernière glaciation. L'extension maximale de cet inlandsis, associée au DMG, a pu être reconstituée (Campy, 1992).

Au cours de cette période, le glacier recouvre l'ensemble de la Haute-Chaîne et s'étend sous la forme de langues glaciaires vers de plus basses altitudes (figure 8). Ces dernières forment des verrous naturels permettant la formation de grands lacs proglaciaires, notamment au niveau de l'actuelle plaine de Pontarlier et de la Combe d'Ain (Campy, 1982 ; Buoncristiani, 1997).

Lors du retrait glaciaire, la réduction de l'inlandsis va progressivement libérer les reliefs et contraindre la géométrie du flux glaciaire suivant la direction des vallées sur-créusées lors de l'avancée glaciaire. L'observation de cordons morainiques orientés NW-SE dans la haute vallée du Doubs semble confirmer ce schéma de retrait.

Ainsi, les hauts-fonds observés dans la bathymétrie du lac pourraient correspondre à des cordons de moraines mis en place lors des derniers stades du retrait (voir annexe A).

Figure 7. Bathymétrie du lac St-Point.

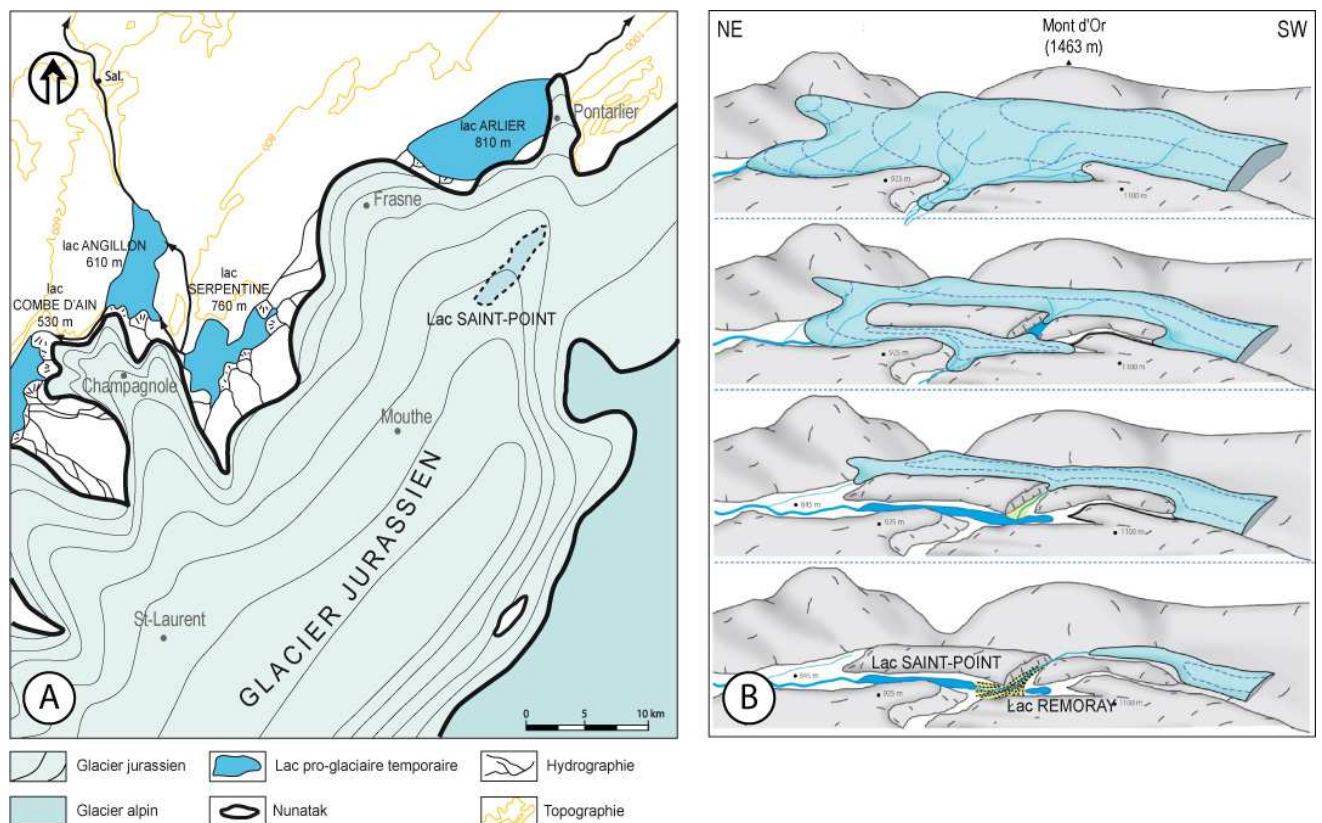


Figure 8. (A) Représentation du positionnement du glacier jurassien au cours du DMG et (B) lors de la déglaciation de la zone du lac Saint-Point. Bichet d'après Buoncristiani et Campy, 2004).

La libération définitive de la dépression de Saint-Point va permettre la mise en place d'un lac unique, correspondant aux actuels lacs Saint-Point et Remoray. L'individualisation des deux lacs interviendra probablement rapidement par l'édification d'un delta, dès le retrait glaciaire (figures 8-9).

La présence d'un cône deltaïque est confirmée par la morphologie actuelle du paysage, mais également par les sondages effectués lors de la construction de la voie de chemin de fer en 1910 dans le marais séparant les deux lacs (archives SNCF). Cette coupe interprétative, établie à partir des sondages (figure 9), indique la présence d'apports grossiers sur des dépôts fins. Des apports grossiers, probablement corrélables à ceux du delta, sont également observés sur les berges du lac Remoray (présence de gravières). Toutefois, le positionnement de ce transect ne permet pas d'aborder la géométrie complète du delta.

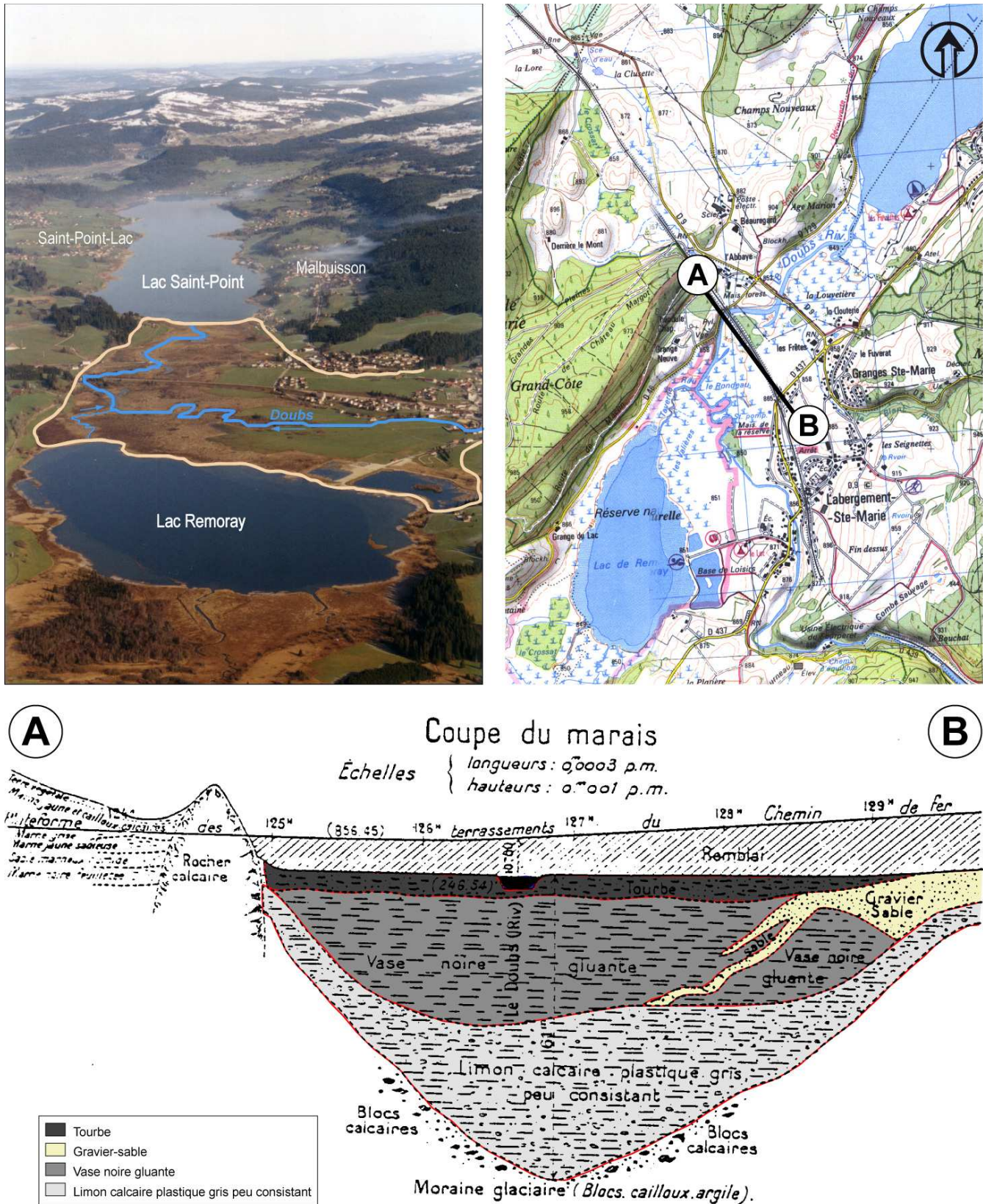


Figure 9. Localisation et coupe interprétative du cône deltaïque séparant les lacs Remoray et Saint-Point (1910, archives SNCF).

I.2. Contexte géologique

La haute vallée du Doubs se caractérise par une succession d'anticlinaux-synclinaux, orientés SE-NW (Tricart *et al.*, 1964 ; Tricart *et al.*, 1969). Le plus souvent, le cœur des synclinaux est constitué de formations crétacées, qui, en raison de leur caractère plus marneux, seront associées aux vallées. Par opposition, les anticlinaux, constitués majoritairement de calcaires jurassiques, correspondent aux reliefs observés.

Le lac Saint-Point se situe dans l'une de ces vallées synclinales (figure 10) où affleurent les formations du Crétacé bordées par les affleurements calcaires du Jurassique supérieur. De nombreux affleurements morainiques, reliquats de la dernière glaciation, sont également préservés dans ces vallées.

Les formations du Jurassique supérieur couvrent près de 65 % de la superficie du bassin versant alors que les étages du Crétacé ne représentent que 15 % des affleurements et les moraines environ 20 %. Les calcaires du Kimméridgien et du Portlandien composent respectivement 65 % et 20 % des affleurements jurassiques (figure 11). Les roches crétacées, malgré leur faible extension, constituent l'une des sources privilégiées du détritisme, en raison de leur caractère plus marneux (figure 11) et de leur positionnement dans les vallées drainées par le réseau hydrographique (figure 10).

Le résidu insoluble des roches du bassin versant, origine principale de la fraction silicatée détritique des sédiments du lac, s'avère très variable en proportions selon les étages considérés. Ce résidu, de l'ordre de quelques pourcents dans les calcaires kimméridgiens et portlandiens, atteint par exemple 100 % dans les sables glauconieux de l'Albien (Bichet, 1997). Il est généralement plus élevé dans les formations crétacées (20 % en moyenne) que dans les formations jurassiques (4 % en moyenne). Sa composition minéralogique varie peu (Pochon, 1978 ; Jouaffre, 1989). Les principales phases minérales présentes sont le quartz et les phyllosilicates, auxquels s'ajoutent, en quantité moindre, les feldspaths potassiques (de l'ordre de quelques pourcents). La présence de plagioclases, en quantités très faibles, a également été mise en évidence dans les roches du Barrémien et de l'Hauterivien (Jouaffre, 1989), mais aussi dans les complexes morainiques (Pochon, 1978 ; Jouaffre, 1989). Dans ces derniers, leur présence est considérée comme un marqueur d'apports éoliens en raison de leur abondance plus élevée.

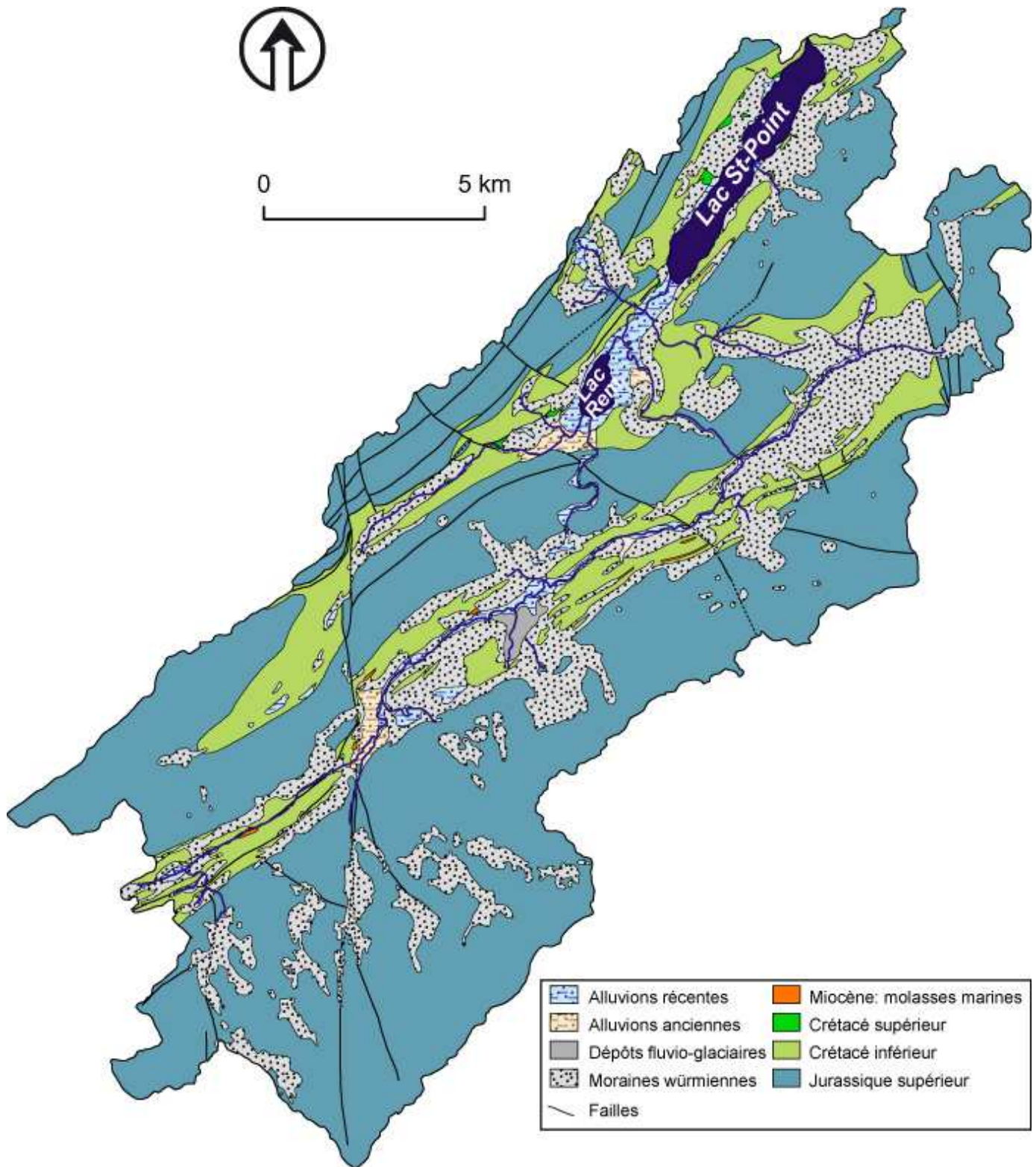


Figure 10. Carte géologique simplifiée du bassin versant du lac Saint-Point (d'après Tricart *et al.*, 1964 ; Tricart *et al.*, 1969).

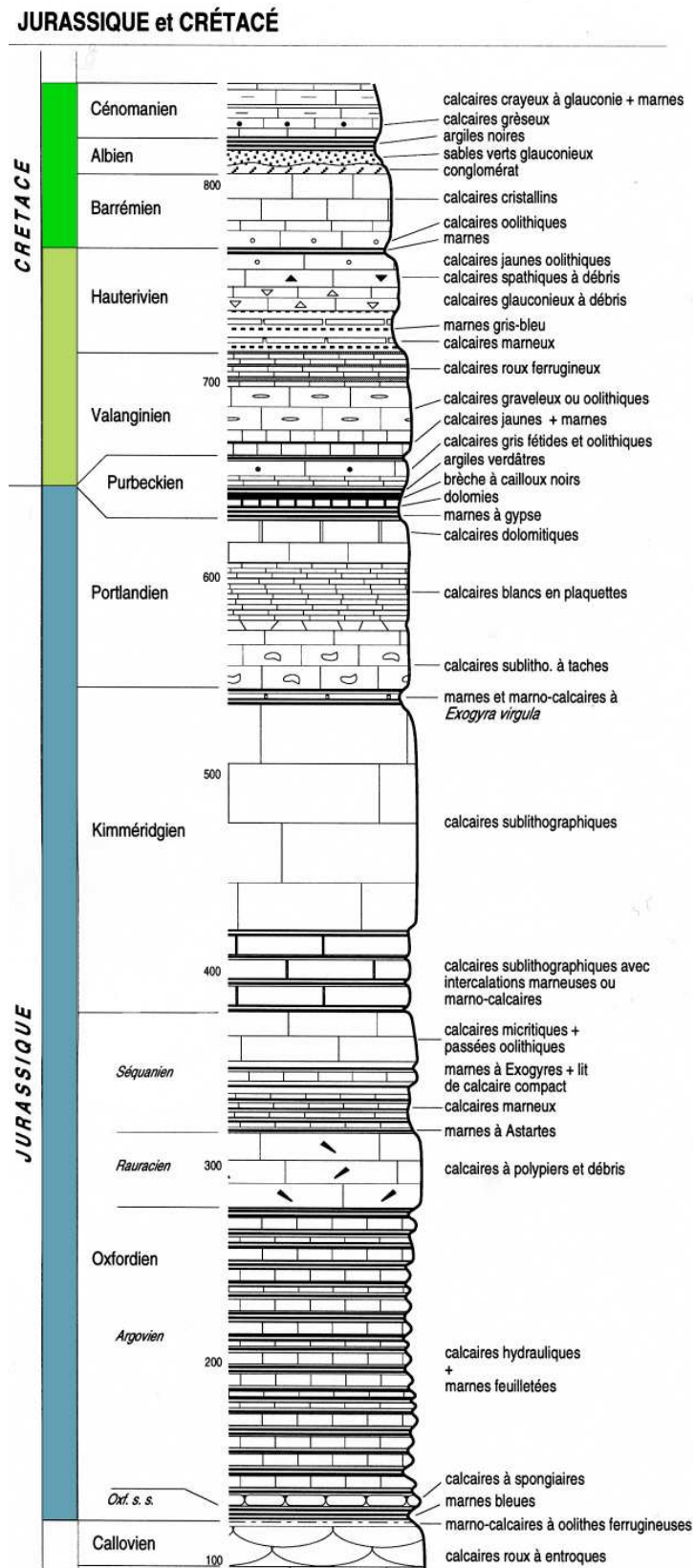


Figure 11. Log stratigraphique synthétique du bassin versant du lac Saint-Point (Bichet, 1997) ; le code couleur correspond à celui de la figure 10.

Dans ces résidus insolubles, une distinction des phyllosilicates peut être effectuée suivant cinq phases argileuses dominantes, en quantités variables selon les étages considérés. Ces phases sont la chlorite, la kaolinite, l'illite, les interstratifiés et la smectite. Les roches jurassiques se caractérisent généralement par un cortège argileux dominé par l'illite (40 à 65 %) et les interstratifiés (10 à 30 %), alors que les smectites dominent le cortège argileux des roches crétacées (20 à 85 %). La chlorite semble accessoire dans l'ensemble de la série sédimentaire, puisqu'elle n'est présente que ponctuellement en pourcentages inférieurs à 10 % (Bichet, 1997). La proportion de kaolinite apparaît très variable, aussi bien dans le cortège argileux des roches crétacées que dans celui des roches jurassiques.

Outre ces phases minérales silicatées et l'omniprésence de la calcite, d'autres minéraux, tels que la dolomite et la glauconie, sont également observés dans les roches du bassin versant. Ces phases minérales demeurent toutefois mineures, dans la mesure où elles sont présentes dans des niveaux très restreints du Crétacé (figure 11).

I.3. L'occupation des sols

I.3.1. Nature des sols

Les sols du bassin versant, sont principalement des sols bruns calciques (à humo-calciques) peu épais (1 à 20 cm). Ces sols se sont développés à partir du substratum calcaire et, localement, d'apports éoliens (Pochon, 1978 ; Jouaffre, 1989). Cette contribution lœssique se distingue essentiellement par une abondance de plagioclases anormale par rapport aux proportions mises en évidence dans les roches du bassin versant. Cette signature éolienne s'avère plus prononcée dans les sols des vallées synclinales (Jouaffre, 1989).

Hormis les sols bruns calciques, il est également possible d'observer des sols calcaires se développant à partir des moraines. Ces sols, peu épais, sont généralement riches en fragments calcaires (Bichet, 1997).

I.3.2. L'occupation du bassin versant

La distribution de la végétation dans le bassin versant indique une surface boisée de l'ordre de 40 % (figure 12). Les milieux ouverts correspondent aux surfaces agricoles utilisées (principalement des pâturages), aux prairies permanentes et aux agglomérations.

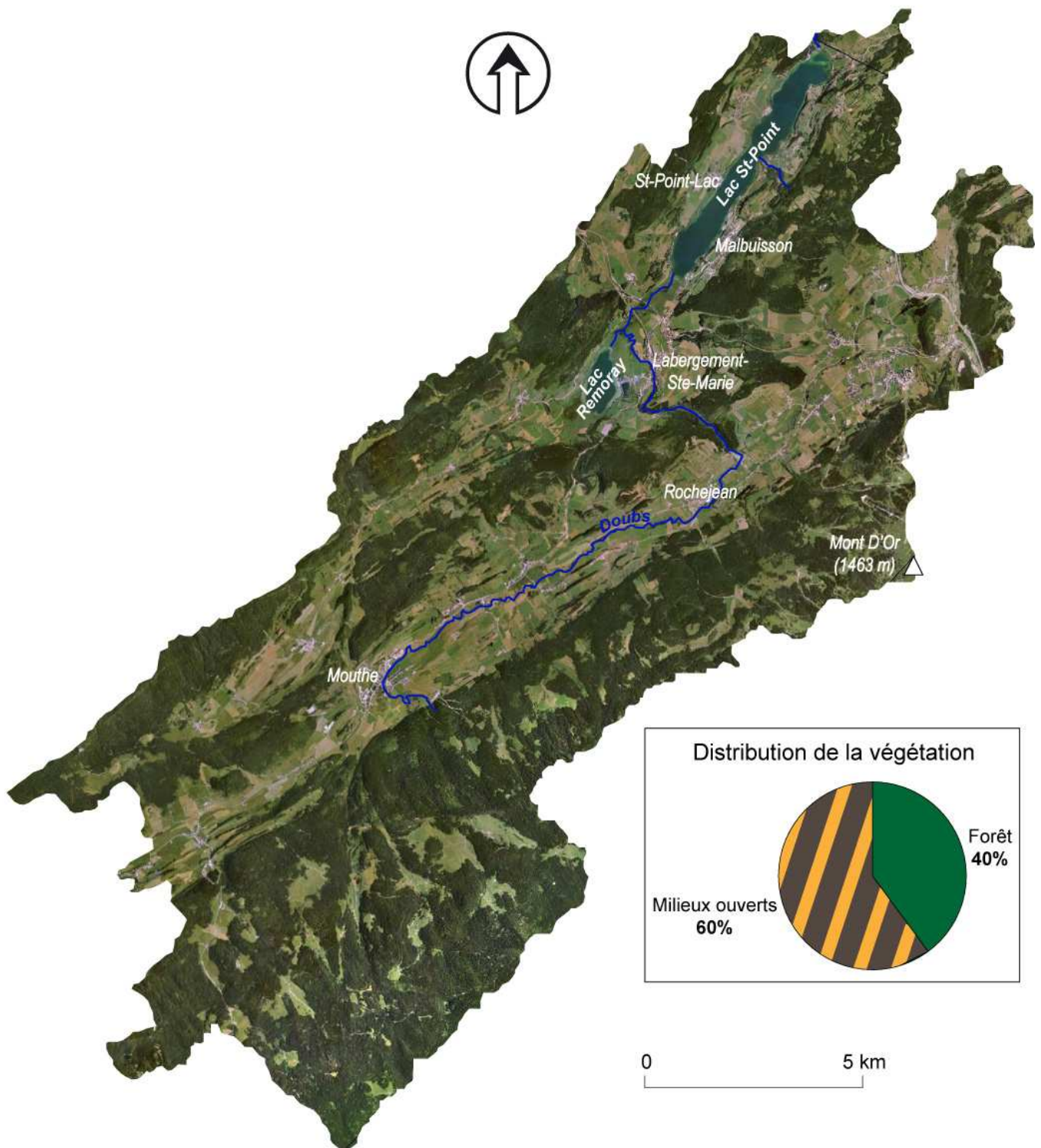


Figure 12. Répartition de la végétation dans le bassin versant du lac Saint-Point (images satellites issues de *GoogleEarth*)

Le couvert forestier du bassin versant se compose essentiellement de pessières (épicéas) et d'hêtraie-sapinières. Sa répartition correspond aux zones d'affleurements des

calcaires jurassiques supérieurs, et plus particulièrement du Kimméridgien (figure 10). Les milieux ouverts se localisent dans les vallées synclinales crétacées, mais également aux altitudes plus élevées, dans les zones où affleurent les complexes morainiques.

Cette répartition de l'occupation des sols joue un rôle déterminant dans la compréhension du détritisme en provenance du bassin versant, les sols sous couvert forestier étant généralement mieux protégés de l'érosion.

I.4. Fonctionnement limnologique actuel

I.4.1. Le fonctionnement hydrologique

a) Le karst

L'hydrologie du massif du Jura est fortement influencée par la présence de systèmes karstiques. La Direction Régionale de l'Environnement (DIREN de Franche-Comté) a établi une cartographie des essais de traçage effectués dans la zone, permettant ainsi d'identifier partiellement les circulations karstiques (données de 2002).

Dans le bassin versant du lac Saint-Point, les observations indiquent peu de résurgences et d'apports hors bassin versant topographique (figure 13). Le bassin hydrologique est donc assimilable au bassin topographique du système. Les essais de traçage mettent en évidence des pertes (absence de résurgence) dans la partie amont du bassin versant (figure 13). Ces dernières peuvent engendrer un déficit du bilan hydrique du système.

Les essais de traçage effectués par la Direction Régionale de l'Environnement (DIREN) n'indiquent pas de perte ou de résurgence karstique affectant le lac Saint-Point (figure 13). Des essais de traçages antérieurs ont permis de mettre en évidence une déconnection entre les aquifères du Jurassique et du Crétacé (Pasquier *et al.*, 2006). L'étanchéité de la cuvette lacustre serait assurée par les niveaux marneux du Crétacé inférieur (figures 10 et 11).

Le fonctionnement hydrologique du système du lac Saint-Point est donc principalement contrôlé par le réseau hydrographique de surface.

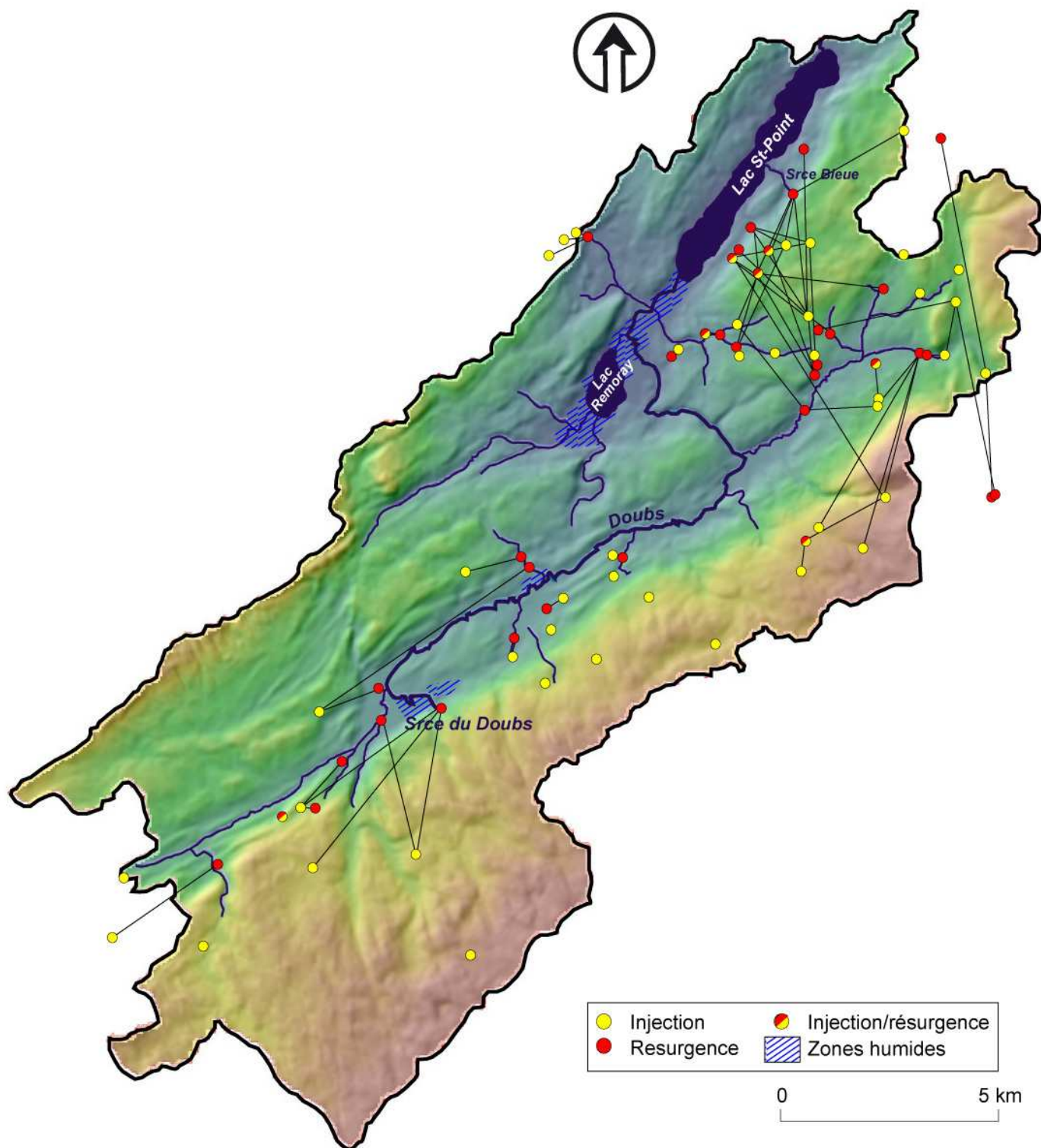


Figure 13. Cartographie des circulations souterraines reconnues par traçage (DIREN, 2002).

b) Contexte météorologique général

Le contexte météorologique général a été établi à partir des données des stations Météo-France de Pontarlier et de Mouthe, ces deux stations disposant des chroniques les plus anciennes.

Les précipitations moyennes annuelles sont de 1717 mm.a⁻¹ à Mouthe et de 1473 mm.a⁻¹ à Pontarlier. Un écart de température relativement constant est observé entre les deux stations (figure 14) ; cet écart correspond au gradient altitudinal de température (-1,5°C /100 m). La partie la plus élevée du bassin versant (Mouthe) apparaît, de fait, plus froide et humide.

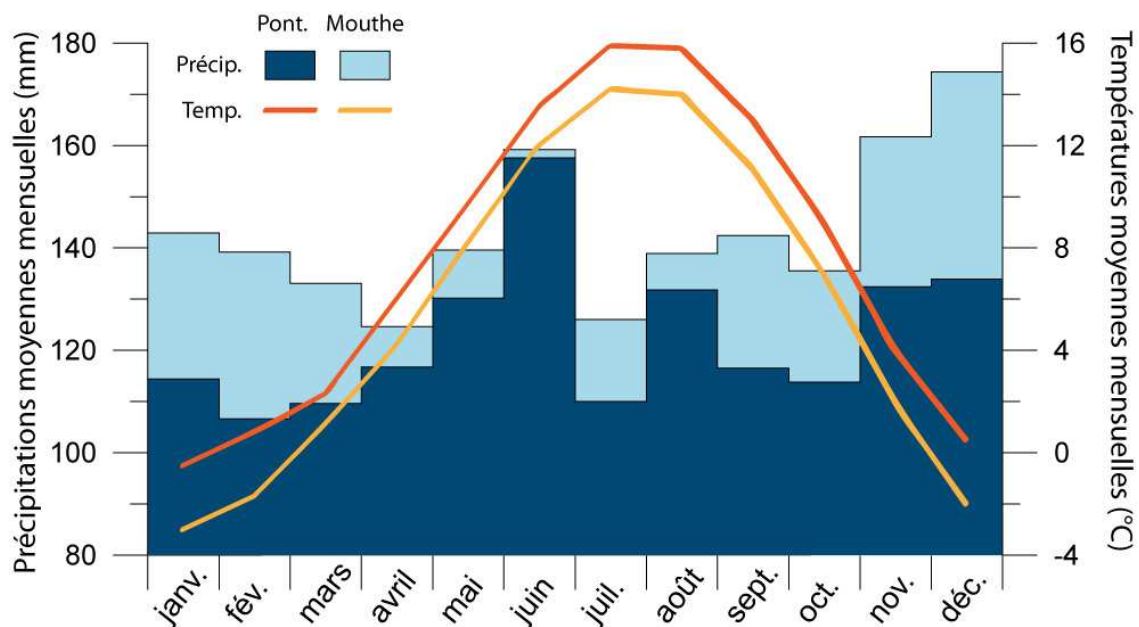


Figure 14. Diagrammes ombro-thermiques des stations météorologiques de Pontarlier et Mouthe (moyennes mensuelles interannuelles, d'après Bichet (1997) ; chroniques Météo-France de 1960 à 1993)

La nivosité constitue plus de 50 % des précipitations observées de novembre à avril. Elle induit un déphasage entre les précipitations et la réponse hydrologique des cours d'eau.

La variabilité mensuelle interannuelle (figure 14), calculée sur une base de 33 années de données (Bichet, 1997), souligne une faible variabilité saisonnière des précipitations et un fort contraste de température entre l'été et l'hiver.

Le climat de cette zone est donc un climat humide, caractérisé par des étés tempérés et des hivers rigoureux. Ces propriétés sont la conséquence de sa continentalité et de son altitude.

c) Suivi hydrométrique et météorologique

Le bassin versant fait l'objet d'un suivi hydrologique et météorologique depuis de nombreuses années par la Direction Régionale de l'Environnement (DIREN) et Météo-France (figures 15 et 16). Ces données ont été utilisées afin d'établir le bilan hydrique du lac Saint-Point.

Station	Altitude	Paramètre	Période
DIREN			
Labergement Sainte-Marie	880 m	Débit du Doubs	Journalier (2006-2007)
Saint-Point-Lac	850 m	Niveau relatif du lac	Journalier (2006-2007)
Oye-et-Pallet	841 m	Débit du Doubs	Journalier (2006-2007)
Météo-France			
La Boisseaude	1222 m	Précipitations	Journalier (2006-2007)
Longevilles	1210 m	ETP	Décadaire (2006-2007)
		Températures	Mensuel (2006-2007)
Labergement Sainte-Marie	880 m	Précipitations	Journalier (2006-2007)
Pontarlier (hors bassin versant)	825 m	ETP	Décadaire (2006-2007)
		Températures	Journalier (2006-2007)

Figure 15. Stations de mesure des paramètres hydrométriques et climatiques ; base de données utilisée pour le calcul du bilan hydrique du lac Saint-Point.

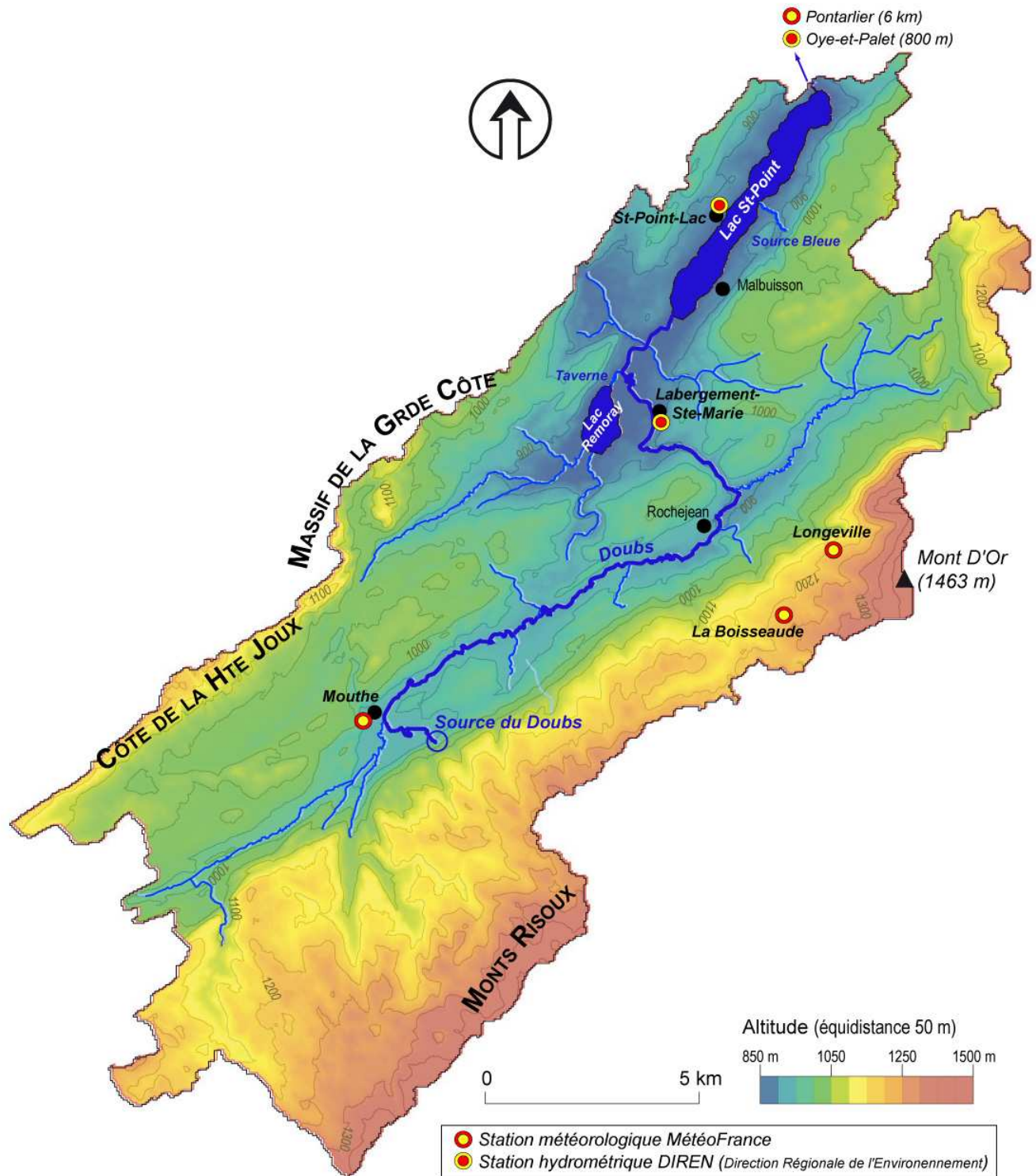


Figure 16. Localisation des stations de suivi météorologique et hydrométrique.

d) Bilan hydrique du système lacustre

Le bilan hydrique a été calculé sur une période s'étendant de mai 2006 à avril 2007.

L'ensemble des termes de ce bilan n'est pas quantifiable. Un certain nombre d'approximations ont dû être effectuées (voir annexe B), notamment lors de la quantification du volume entrant ($I_{riv.}$). En effet, la Taverne se jette dans le Doubs à l'aval de la station hydrométrique de Labergement-Sainte-Marie et en amont du lac Saint-Point. Cette contribution doit donc être évaluée afin de pallier une sous-estimation du volume entrant *via* le Doubs. Enfin la Source Bleue, tributaire secondaire du lac, n'est pas équipée d'une station de mesure ; des mesures ponctuelles de débit ont toutefois été effectuées au cours de l'année 2005 (Rodot, 2006).

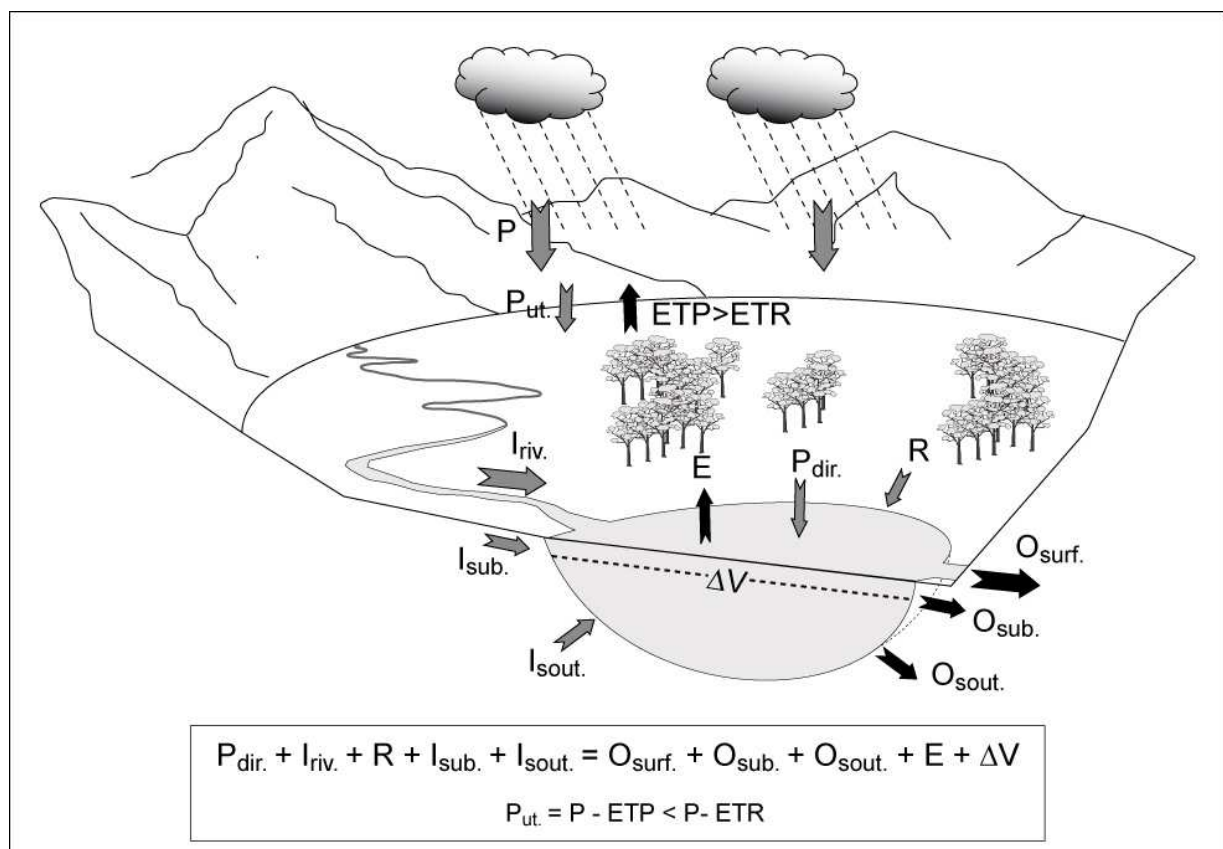


Figure 17. Termes du bilan hydrique ; $P_{dir.}$: précipitations sur la surface du lac ; $I_{riv.}$: apports de surface par les cours d'eau ; $O_{surf.}$: pertes à l'exutoire ; R : ruissellement ; $O_{sub.}$: apports de subsurface ; $O_{sout.}$: apports/pertes sous-lacustres ; E : évaporation ; ΔV : variation du volume du lac.

Les calculs et l'estimation des divers termes du bilan hydrique (figure 17) sont détaillés dans l'annexe B.

Les pluies utiles (P_{ut}) correspondent à la quantité d'eau arrivant réellement à la surface du bassin versant. Elles contribuent aux différents écoulements : ruissellement, écoulements de surface, sub-surface et souterrain (figure 17). Dans le bassin versant du lac Saint-Point, ces précipitations correspondent à une lame d'eau moyenne d'environ 960 mm.

Le bilan hydrique indique une restitution de ces pluies utiles de l'ordre de 84 % à l'exutoire du lac (figure 18). Le déficit observé représente probablement la percolation vers les nappes souterraines, mais peut également être attribué aux pertes karstiques de la vallée de Mouthe (figure 13) ou encore à l'évaporation du plan d'eau.

La restitution des pluies utiles s'effectue majoritairement par les écoulements de surface (73 %). Les apports par les rivières correspondent à 88 % du volume sortant du système. Cet écart entre le volume entrant dans le lac et le volume sortant (12 %) trouve probablement son origine dans l'estimation des écoulements de surfaces (voir annexe B).

	I_{riv}				P_{dir}	I_{tot} ($I_{riv}+P_{dir}$)	O_{suf}	$O-I_{tt}$
	Doubs	Doubs+Remoray	Source Bleue	Ruisseaux				
Volume (en $10^6.m^3.a^{-1}$)	132,18	147,32	15,00	8,17	7,79	178,28	203,00	+24,72
Proportion de I_{tt} (%)	74	83	8	5	4	100	-	-
Proportion de O_{ut} (%)	65	73	7	4	4	88	100	+12
Proportion de P_{ut} (%)	57	63	6	4	-	73	84	-

Figure 18. Bilan hydrique annuel du lac Saint-Point (mai 2006-avril 2007). D'après les données de la DIREN et de Météo-France.

L'alimentation du lac est très largement dominée par les apports du Doubs (Doubs+Remoray ; figure 18) qui représentent 83 % des écoulements de surface. La Source Bleue, résurgence karstique, correspond à une contribution faible, de l'ordre de 8 %.

Cette influence prépondérante du Doubs dans le bilan hydrique, est également très marquée à l'échelle de la journée (figure 19). En effet, l'évolution du débit du Doubs, en réponse à des événements pluvieux, s'effectue dans les 24 h qui suivent l'évènement. Ces crues se répercutent sur le débit de sortie dans ce même intervalle. L'élévation du niveau lacustre a lieu suivant un déphasage de l'ordre de 24 h par rapport au débit de la crue.

L'amplitude de variation du niveau du lac est d'environ 80 cm ; cette amplitude indique une régulation du volume du lac par surverse. Les phases de bas niveau correspondent aux périodes d'étiage du Doubs et interviennent principalement au cours de l'été (figure 19). Toutefois, une baisse similaire peut être observée au cours des mois d'hiver, lors des périodes de gel de la surface du lac et de la prépondérance des précipitations neigeuses dans le bassin versant. La fonte des neiges intervient principalement au printemps (mois d'avril 2007) et se traduit par une accentuation des débits et une élévation du niveau lacustre, déconnectées de tout évènement pluvieux.

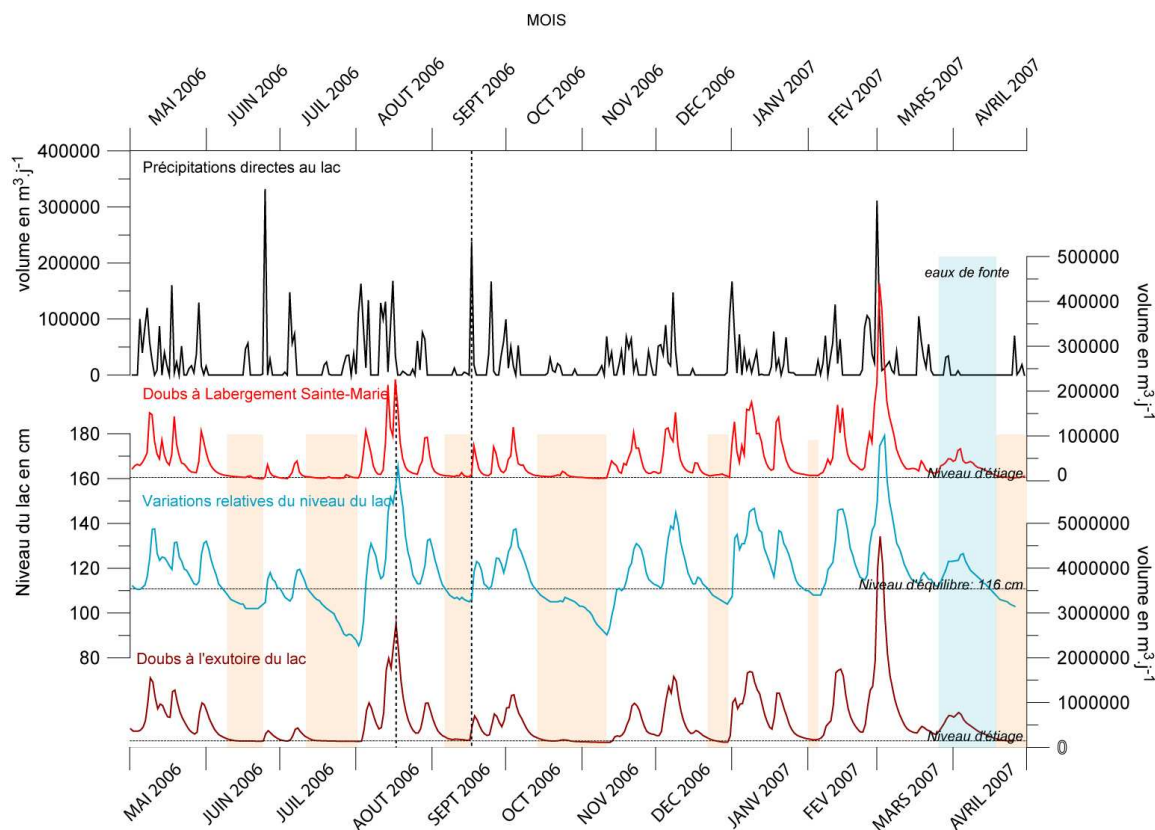


Figure 19. Relation entre les précipitations, les débits entrants et sortants du lac, et les variations du niveau lacustre ; les zones orangées correspondent aux baisses du niveau du lac en relation avec les débits d'étiage ; la zone bleue indique la réponse hydrologique lors de la fonte des neiges ; les traits pointillés soulignent les délais entre les réponses hydrologiques.

I.4.2. Propriétés de la colonne d'eau du lac

Le suivi mensuel des températures de la colonne d'eau met en évidence un fonctionnement de type monomictique du lac (figure 20 ; d'après Rodot, 2006) ; le mélange complet de la colonne d'eau intervient au cours de l'hiver. A titre exceptionnel, une légère stratification inverse peut se mettre en place lors du gel complet de la surface du lac, comme ce fut le cas en 2005.

La stratification de la colonne d'eau se développe au cours du printemps (figure 20), lors de l'approfondissement progressif de l'épilimnion (de 50 cm à 5 m de profondeur entre le printemps et l'été) au détriment du métalimnion. Ces couches supérieures se distinguent par leurs fortes variations saisonnières de température (amplitude de l'ordre de 10 °C), alors que l'hypolimnion (à partir de 15 m de profondeur) demeure relativement stable entre 5 et 7,8 °C.

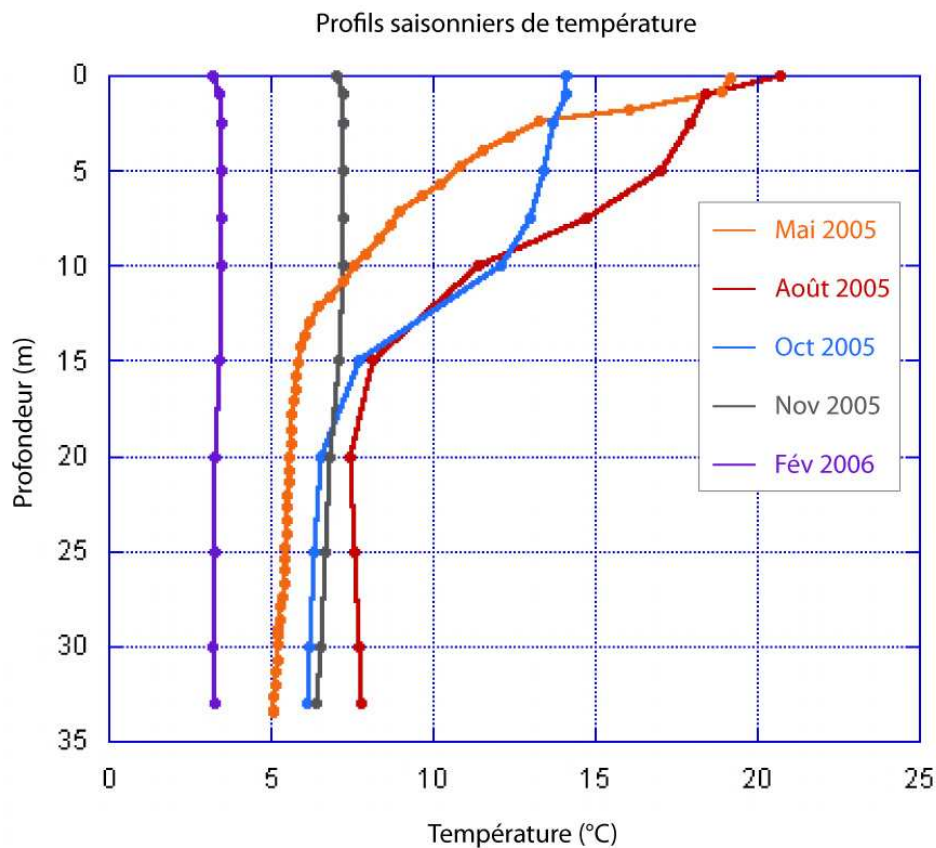


Figure 20. Profils saisonniers de température de la colonne d'eau effectués dans la zone profonde du bassin aval (d'après Rodot, 2006).

La chimie des eaux du lac est probablement fortement influencée par la chimie des eaux du Doubs, puisque ce dernier en est le principal tributaire. Cette influence est accentuée par le faible temps de séjour des eaux du lac (de l'ordre de 200 jours ; Barbe *et al.*, 1979).

Les eaux du Doubs et de la Source Bleue ont fait l'objet d'une analyse chimique dans le cadre des travaux de Calmels (2007). Cette étude révèle que la charge cationique des eaux du Doubs et de la Source Bleue est composée à plus de 90 % de l'ion Ca^{2+} (figure 21) alors que HCO_3^- domine la charge anionique (entre 96 et 97 %). Le SIc de ces eaux (Calcite saturation index), de l'ordre de + 0,3, indique une sur-saturation vis-à-vis de la calcite (Calmels, 2007). Les faibles concentrations en magnésium ($100 \mu\text{mol.l}^{-1}$) suggèrent une absence de précipitation de calcite magnésienne.

Site		pH	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	SIc
		En $\mu\text{mol.l}^{-1}$									
Doubs	Mouthe	7,89	29	37	20	3475	26	6	100	1725	0,37
Source Bleue	Malbuisson	7,58	77	85	32	4459	56	15	146	2283	0,3

Figure 21. Concentrations en cations et anions des eaux du bassin versant et indice de saturation de la calcite SIc (Calmels, 2007).

La composition chimique de ces deux cours d'eau apparaît très favorable à la précipitation de carbonates authigènes, vraisemblablement purs, et reflète probablement la composition chimique des eaux du lac.

I.4.3. Dynamique sédimentaire globale

La sédimentation dans les lacs du Jura se distingue de celle observée dans les lacs alpins, par une forte proportion de carbonates authigènes, conséquence de la nature géologique de leurs bassins versants et de l'équilibre calco-carbonique des eaux (figure 21). Cette sédimentation est symptomatique des zones littorales, où se développent de grandes beines de craie progradantes et centripètes. Cette précipitation de calcite est favorisée par l'élévation de température des eaux de surface (figure 20) et les phases de forte production primaire, soit lors de la période estivale.

Outre cette production authigène, une composante détritique importante contribue à la sédimentation lacustre. En effet, le système du lac Saint-Point présente un rapport entre sa surface et la surface de son bassin versant (A_d/A_0) de l'ordre de 47. Ce rapport suggère une contribution détritique prédominante dans la sédimentation (Pourriot et Meybeck, 1995).

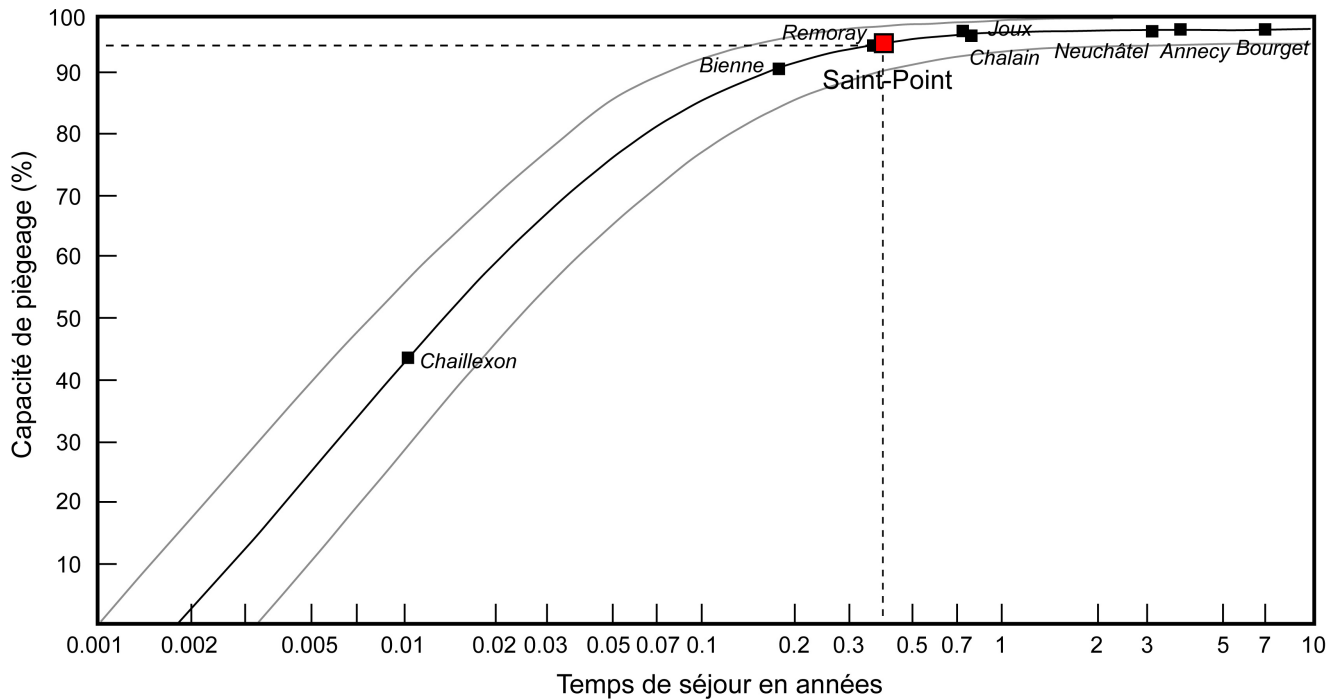


Figure 22. Estimation de la capacité de piégeage des systèmes lacustres à partir des courbes expérimentales de Brune (1953) dans Bichet (1997).

Ce détritisme aura un devenir variable (évacué du système ou stocké) selon la capacité de stockage de la cuvette lacustre (Bichet *et al.*, 1999). La qualité du piégeage (figure 22) peut être évaluée à partir du temps de séjour des eaux du lac suivant la courbe de Brune (1953). Lors du suivi effectué en 2006-2007, le temps de résidence était de l'ordre de 140 jours, mais il est en moyenne de 200 jours (Barbe *et al.*, 1979), ce qui implique une capacité de piégeage du système supérieure à 95 %. Le signal détritique enregistré dans le remplissage du lac Saint-Point serait donc significatif de l'ensemble des particules détritiques véhiculées par le Doubs.

Chapitre II

Forages et méthodologie

II.1. Les forages

Une première campagne de forage a été effectuée en 2005, afin d'échantillonner une séquence sédimentaire dans la partie profonde du lac Saint-Point (SP05). Cette séquence a fait l'objet d'une datation et d'une analyse multi-paramètres, afin d'étudier la réponse sédimentaire engendrée par les modifications climatiques et environnementales au cours de l'Holocène et du Tardiglaciaire.

Par la suite, différentes campagnes de forage ont été réalisées dans les lacs Saint-Point (SP06-SP07) et Remoray (REM07). Ces séquences ont été analysées succinctement (paramètres physiques) dans le but de vérifier la représentativité de la réponse sédimentaire observée dans la séquence SP05.

II.1.1. Techniques de forage utilisées

Au cours des différentes campagnes de forage, deux techniques de carottage ont été utilisées (figure 23) :

- Carottages « longs » à partir d'une plateforme *Uwitec* : cette technique permet d'effectuer des forages en zone profonde. L'extraction se fait par tronçons de 3 m de long et permet d'obtenir des séquences d'une quinzaine de mètres.
- Carottages « courts » à l'aide d'une sonde *GIK* : cette technique a été utilisée sur le lac gelé et permet sous une faible tranche d'eau (zone littorale) d'extraire des séquences courtes (quelques mètres de longueur) par tronçons de 1 m.

Ainsi, deux séquences longues ont été prélevées dans les parties profondes des bassins amont (SP07) et aval (SP05) du lac Saint-Point, ainsi qu'une séquence littorale (SP06). Le lac Remoray a également fait l'objet d'un carottage long (REM07) dans sa partie centrale (figure 24).



Figure 23. Les différents procédés de forage : sonde *GIK* (gauche), sur plateforme *Uwitec* (droite).

II.1.2. Localisation des séquences

Le positionnement des forages SP05, SP06 et SP07 (figure 24) repose sur l'imagerie sismique (*Seistec IKB haute résolution*, université de Caen). Les profils obtenus ont mis en évidence une zone de sédimentation non perturbée dans le bassin aval (voir annexe A). A contrario, l'imagerie sismique du bassin amont ne permet pas d'aborder la géométrie de l'ensemble du remplissage, en raison de la présence de faciès sourds, probablement liés à un dégazage de la matière organique (voir annexe A).

Dans le cas du forage REM07, son positionnement est essentiellement basé sur l'observation de la bathymétrie. Sa localisation en zone profonde, loin des berges, permet de réduire les risques de perturbation de la sédimentation par des glissements.

II.1.3. Construction des séquences composites

Afin de s'affranchir des problèmes liés à l'extraction par tronçon, et notamment des lacunes associées aux limites de segment, les carottes sont doublées suivant un décalage de 50 cm à l'extraction. Ce recouvrement permet de corréler les sections jumelles, puis de réaliser une séquence composite continue, représentative du lieu de forage (figure 25).

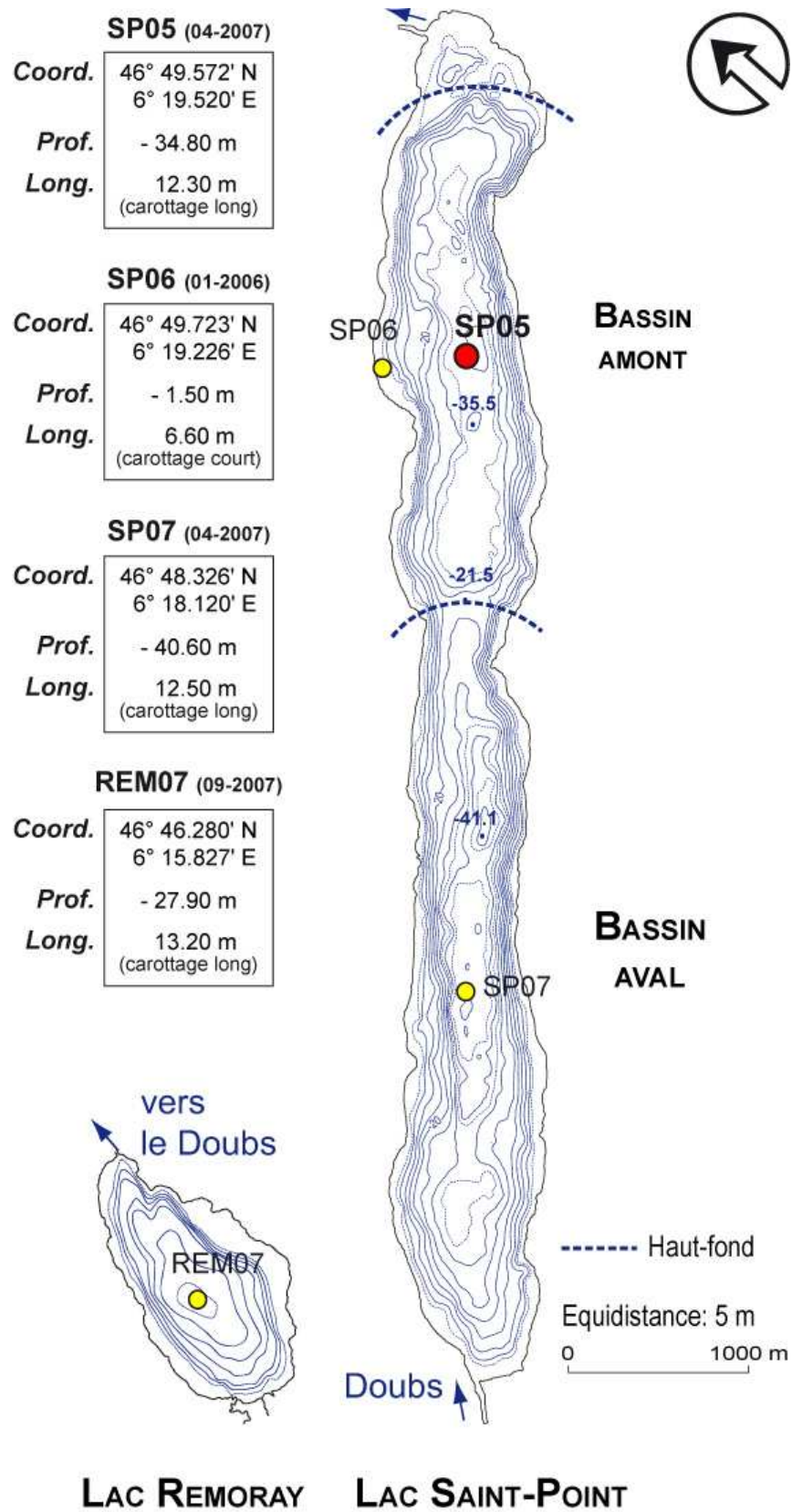


Figure 24. Coordonnées géographiques et localisation des forages des lacs Saint-Point et Remoray.

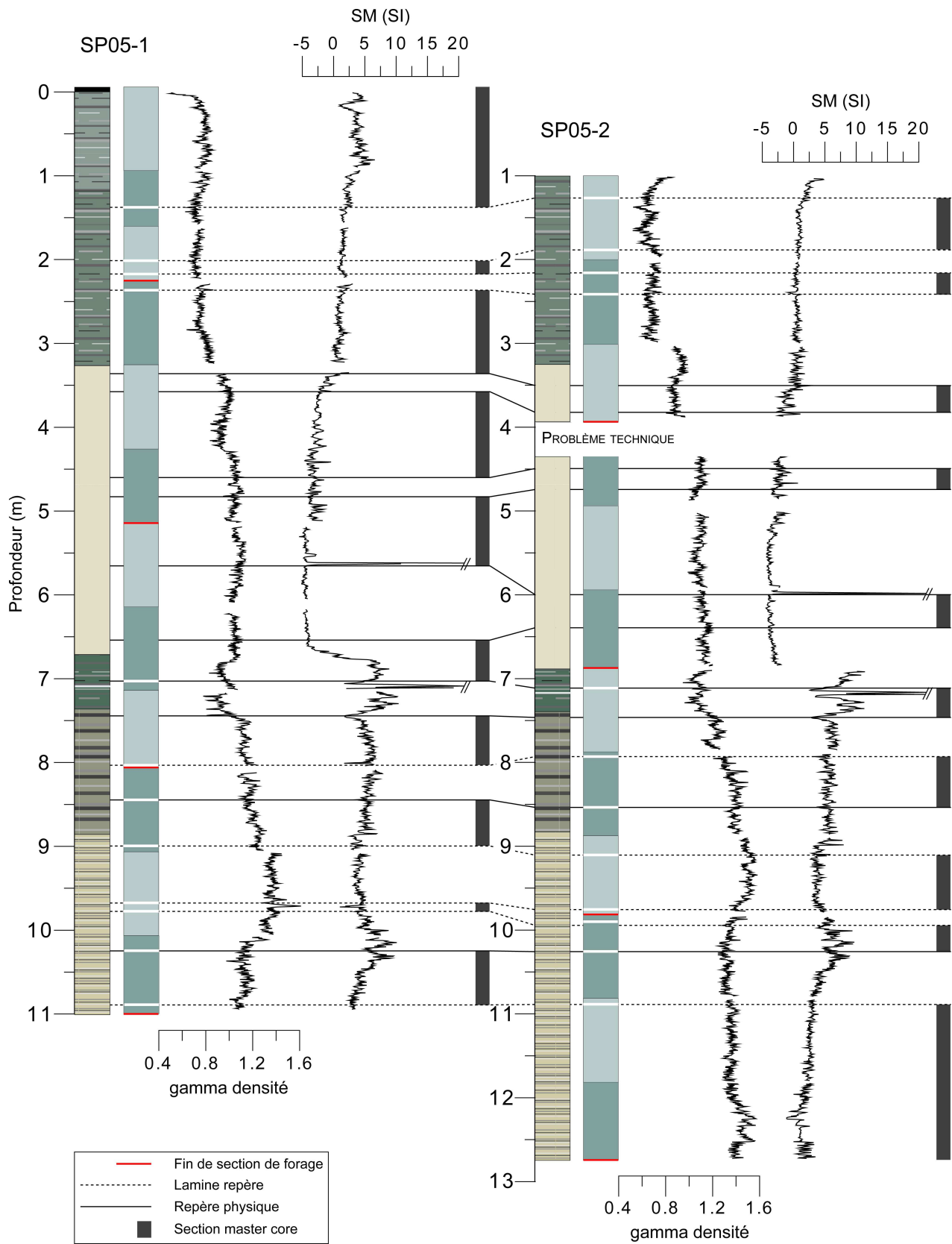


Figure 25. Construction de la séquence composite ou *mastercore* SP05.

Les carottes jumelles ont été analysées suivant un pas de 5 mm sur un banc de diagraphie (*Geotek Multi Sensor Core Logger System*). Cette analyse permet l'acquisition de différents paramètres physiques, tels que la densité gamma et la susceptibilité magnétique volumique (SM). Les signaux obtenus fournissent des éléments de corrélation complémentaires de la description des unités sédimentaires des séquences (figure 25), et facilitent la construction de la séquence composite ou *mastercore*.

Ces mêmes paramètres physiques ont été mesurés sur toutes les séquences échantillonnées lors des différentes campagnes, permettant ainsi la réalisation de séquences continues et l'acquisition de signaux comparables à ceux de la séquence SP05 (voir II.4).

II.2. Description de la séquence SP05

La séquence SP05, séquence analysée dans le cadre de ce travail, se divise en sept unités (figure 26) principalement identifiées de *visu* par leurs variations de couleur et confirmées par les mesures de spectrocolorimétrie (L^* ; figure 26). De la base au sommet, on distingue sept unités :

- **U1 (de 12,37 à 8,58 m) :** silts gris-beige à lamines millimétriques bien différenciées. Cette lamination se compose d'une alternance de lits sombres « sableux » et de lits beige clair « silteux ». Les lamines sombres sont d'une épaisseur relativement constante (millimétrique), alors que les lamines claires varient suivant des épaisseurs millimétriques à pluri-millimétriques.
- **U2 (de 8,58 à 6,96 m) :** silts gris-vert à lamination pluri-millimétrique plus ou moins visible. Cette unité présente ponctuellement des lamines remarquables (lamines sableuses, lamines sombres et claires).
- **U3 (de 6,96 à 6,37 m) :** silts gris-vert sombre à lamines difficilement identifiables. Cette unité comprend notamment un niveau gris clair précédé d'une lamine sombre à 6,71 m ; ces niveaux particuliers sont corrélés au pic de susceptibilité magnétique observé et correspondent à un tephra (Tephra 1 ; figure 26).

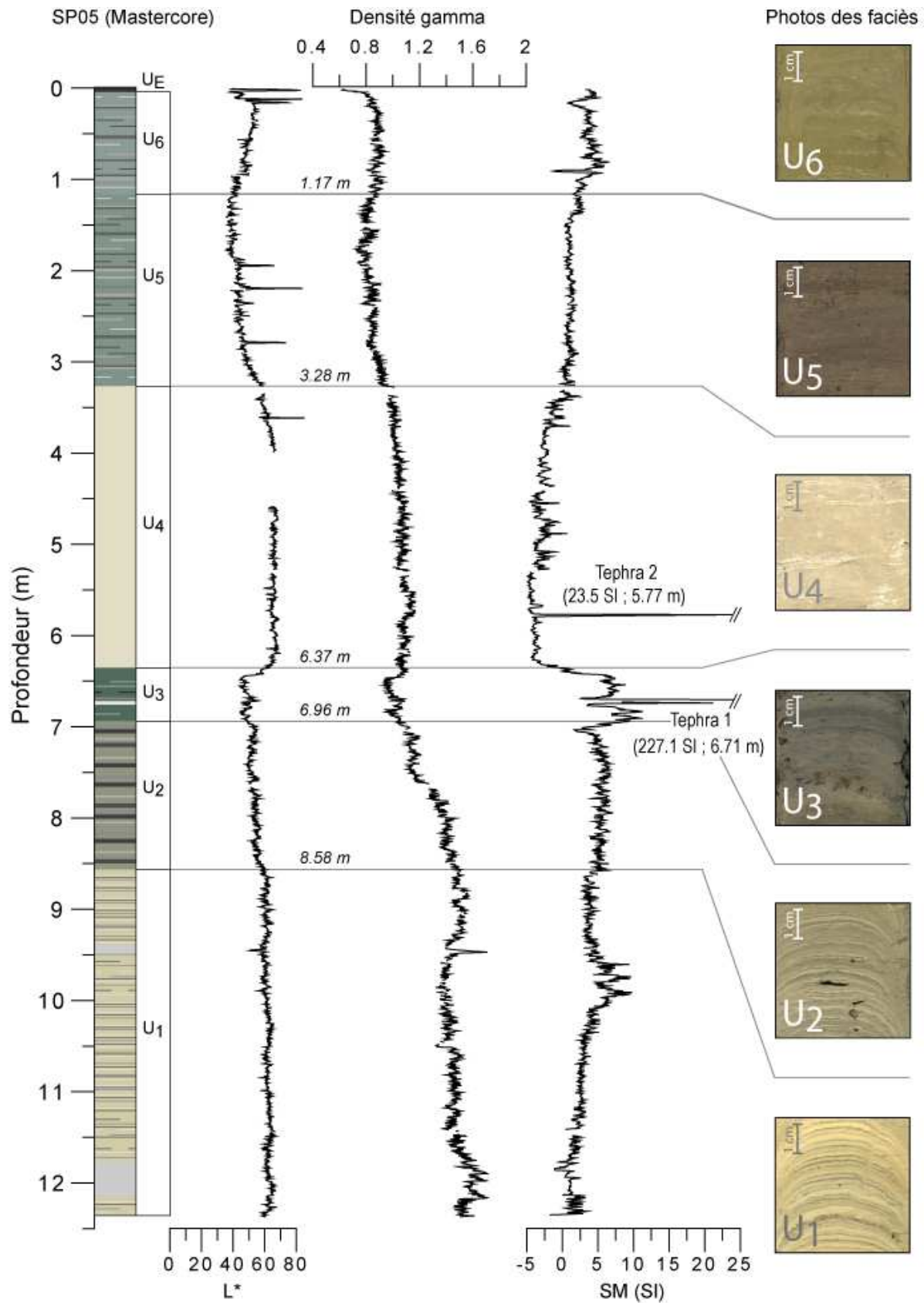


Figure 26. Paramètres physiques de la séquence SP05 et photos du détail des faciès (L* : luminescence ; SM : susceptibilité magnétique volumique).

- **U4 (de 6,37 à 3,28 m) :** faciès de craie à lamination très peu visible, présence de débris végétaux très fins et de nombreuses algues. Un pic de susceptibilité magnétique de forte amplitude est également observé dans cette unité (à 5,77 m) ; cette anomalie ne semble pas se traduire par une lamine particulière, toutefois l'identification d'échardes volcaniques (voir II.3.3) confirme qu'il s'agit d'un tephra (Tephra 2 ; figure 26).
- **U5 (de 3,28 à 1,17 m) :** silts gris-vert foncé à lamination pluri-millimétrique irrégulière. De nombreuses lamines organiques et carbonatées sont présentes, ainsi que des débris végétaux (feuilles), exploitables dans le cadre de datations radiocarbone.
- **U6 (de 1,17 à 0,05 m) :** faciès gris-vert très similaire au faciès précédent, mais de couleur légèrement plus claire.
- **UE (de 0,05 à 0 m) :** unité très sombre, dite eutrophe, composée essentiellement de matière organique. Ce faciès correspond à l'interface eau-sédiment.

II.3. Chronologie de la séquence SP05

Diverses méthodes de datation ont été utilisées, afin d'obtenir un modèle d'âge suffisamment contraint.

II.3.1. La datation par le ^{14}C ou radiocarbone

La chronologie de SP05 est basée sur 24 datations radiocarbone *AMS* (*Poznan Radiocarbon Laboratory*, Pologne) réparties sur les sept mètres supérieurs de la séquence, la partie inférieure s'avérant dépourvue de matériel analysable. La datation repose sur l'analyse de macro-restes de végétaux continentaux nettoyés de tout carbonate et identifiés à l'aide d'une loupe binoculaire. Les âges obtenus apparaissent cohérents, compte tenu de l'incertitude des datations ; de fait, aucune date n'a été rejetée (figure 27). Les âges ont fait l'objet d'une calibration à l'aide du logiciel *CALIB 5.1* (Reimer *et al.*, 2002).

Méthodes de datation	Profondeur (cm)	Date radiocarbone (BP)	Âges intervalle 2 σ (a Cal BP)	Réf. Laboratoire	Matériau
^{137}Cs	2.5	-	-36 (1 986)	-	Sédiment total
^{137}Cs	7.75	-	-16 (1 966)	-	Sédiment total
^{14}C	125	1 120 \pm 30	956 - 1 088	Poz-17040	Feuilles
^{14}C	126.5	1 100 \pm 30	952 - 1 062	Poz-17041	Feuilles
^{14}C	127.5	1 155 \pm 30	979 - 1 150	Poz-17041	Feuilles
^{14}C	157.4	1 775 \pm 35	1 604 - 1 817	Poz-17043	Feuilles
^{14}C	157.6	1 785 \pm 35	1 613 - 1 818	Poz-17051	Feuilles
^{14}C	185	2 145 \pm 35	2 033 - 2 305	Poz-17055	Feuilles
^{14}C	190.5	2 230 \pm 35	2 152 - 2 336	Poz-17057	Feuilles
^{14}C	192.5	2 255 \pm 35	2 155 - 2 344	Poz-17068	Feuilles
^{14}C	193.5	2 195 \pm 35	2 124 - 2 324	Poz-17053	Feuilles
^{14}C	198.5	2 490 \pm 30	2 457 - 2 725	Poz-17054	Tiges
^{14}C	219.5	2 800 \pm 35	2 839 - 2 993	Poz-17067	Feuilles
^{14}C	220	2 975 \pm 35	3 059 - 3 319	Poz-17065	Feuilles
^{14}C	246.5	3 360 \pm 35	3 483 - 3 689	Poz-17064	Feuilles
^{14}C	250.5	3 500 \pm 35	3 688 - 3 871	Poz-17062	Feuilles
^{14}C	271.5	3 740 \pm 35	3 982 - 4 160	Poz-17063	Aiguilles
^{14}C	278.5	3 935 \pm 35	4 281 - 4 513	Poz-17061	Feuilles
^{14}C	290.5	4 130 \pm 35	4 566 - 4 821	Poz-17060	Feuilles
^{14}C	306.5	4 460 \pm 40	4 960 - 5 294	Poz-17059	Feuilles
^{14}C	337.5	4 850 \pm 40	5 476 - 5 657	Poz-18354	Feuilles
^{14}C	352.5	5 150 \pm 50	5 748 - 5 995	Poz-18356	Feuilles
^{14}C	483	6 500 \pm 50	7 308 - 7 507	Poz-18353	Feuilles
^{14}C	484	6 470 \pm 50	7 276 - 7 461	Poz-18357	Feuilles
^{14}C	501	6 980 \pm 50	7 695 - 7 932	Poz-18315	Feuilles
(LST)*	671	-	12 856 \pm 102	-	-
^{14}C	683	11730 \pm 60	13 426 - 13 733	Poz-18360	Feuilles

Figure 27. Datations radiocarbone, datation ^{137}Cs et tephrochronologie (*Hajdas *et al.*, 1995) de la séquence SP05 (Leroux *et al.*, 2008).

II.3.2. La stratigraphie pollinique : les palynozones

La stratigraphie pollinique régionale étant bien établie (Richard, 1983 ; Ruffaldi, 1993 ; de Beaulieu *et al.*, 1994 ; Bégeot, 2000 ; Magny *et al.*, 2006a), l'analyse palynologique a permis de contraindre le modèle pour les périodes holocène et tardiglaciaire (figure 28), et de pallier l'absence de datations radiocarbone à certains niveaux de la séquence. Toutefois, cette stratigraphie pollinique s'avère elle-même incertaine au-delà de 14 700 cal BP (Magny *et al.*, 2006a), en raison d'un manque de datations radiocarbone.

Palynozone	Cote SP05 cm	Age cal BP
Subatlantique	207 ± 5	2 800 ± 26
Subboréal	344 ± 5	5 400 ± 68
Atlantique récent	450.5 ± 19.5	6 840 ± 40
Atlantique ancien	555.5 ± 5	8 890 ± 154
Boréal	630 ± 3.5	10 200 ± 40
Préboréal	645 ± 2.5	11 470 ± 370
Dryas récent	669.5 ± 4.5	12 920 ± 240
Allerød	684 ± 4	13 860 ± 200
Bølling	717.5 ± 5	15 000 ± 303
Dryas ancien	864.5 ± 19.5	18 320 ± 175

Figure 28. Chronologie pollinique régionale utilisée pour compléter le modèle âge-profondeur de la séquence SP05.

II.3.3. L'identification des tephtras

Des niveaux de tephtras ont pu être détectés lors de la mesure de susceptibilité magnétique de la séquence (figure 26). En effet, ces dépôts de cendres s'accompagnent de phénocristaux ferrimagnétiques (magnétite, micas, amphiboles, pyroxènes et plagioclases) générant un fort contraste de susceptibilité magnétique.

La séquence SP05 présente deux tephtras millimétriques, situés à 6,71 m (Tephra 1) et 5,77 m (Tephra 2) de profondeur (figure 26).

Les échantillons prélevés ont été traités pour isoler les verres volcaniques suivant le protocole de Blockley *et al.* (2005) modifié par Walter-Simonnet *et al.* (2008). L'analyse par microsonde électronique (CAMECA SX50, service Camparis, Université Paris VII) a permis d'établir la signature géochimique du Tephra 1 (figure 29) et de l'identifier.

Ainsi, le « Tephra 1 » correspond au Laacher See Tephra (12 856 ans cal BP \pm 102 d'après Hajdas *et al.*, 1995 ; Brauer *et al.*, 1999 ; Friedrich *et al.*, 1999 ; Blockley *et al.*, 2008), très présent dans les séquences jurassiennes (Walter-Simonnet *et al.*, 2008). L'origine du second tephra (Tephra 2) demeure pour l'instant indéterminée, les échantillons composant ce niveau de cendre étant en deçà de la taille requise pour une analyse en microsonde électronique. Toutefois, compte tenu de son positionnement stratigraphique, ce niveau pourrait correspondre à l'éruption du Vasset Killian (\approx 9 400 cal BP ; Hajdas *et al.*, 1993), récemment identifié dans le Jura suisse (Blockley *et al.*, 2007).

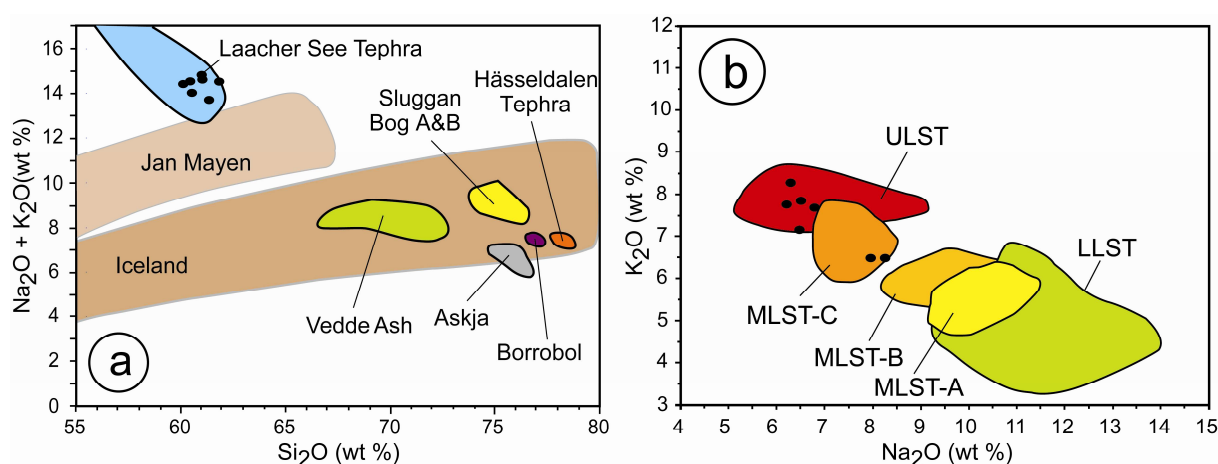


Figure 29. Représentation de la composition chimique des verres volcaniques du Tephra 1 situé à la cote 6,71 m (analyses normalisées à 100 %) ; les données géochimiques du LST sont comparées aux données de la littérature (Davies *et al.*, 2004 ; Turney *et al.*, 2006) ; a-Identification géochimique du LST (Walter-Simonnet *et al.*, 2008) ; b-Signature des différentes phases éruptives du LST.

II.3.4. Les datations ^{137}Cs et ^{210}Pb

Les mesures des activités du ^{137}Cs (césium) et du ^{210}Pb (plomb) ont été réalisées au Laboratoire Souterrain de Modane en collaboration avec le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (Gif/Yvette). L'analyse est basée sur la détection des émissions radioactives gamma du sédiment. Ces deux chronomètres se limitent à la datation des sédiments récents, c'est-à-dire environ 50 ans pour ^{137}Cs et une centaine d'années pour le ^{210}Pb .

Les mesures ont été effectuées suivant un pas de 0,5 cm, après échantillonnage en continu des vingt premiers centimètres de la séquence.

a) Datation par mesure de l'activité du ^{210}Pb

Le ^{210}Pb est un isotope naturel appartenant à la chaîne de désintégration de ^{238}U (uranium). Plus précisément, il est issu, d'une part, de la désintégration du ^{222}Rn (radon), diffusé en proportion constante dans l'atmosphère par la croûte terrestre, et, d'autre part, de la désintégration du ^{226}Ra (radium) présent dans les sédiments.

La mesure de la radioactivité du ^{226}Ra permet d'établir la quantité de ^{210}Pb présent dans le sédiment « naturellement ». Le ^{210}Pb issu de la désintégration du ^{222}Rn sera dit en « excès » car, venant se fixer dans les sols, via les précipitations, puis s'accumuler dans les sédiments, il rompt l'équilibre initial père-fils du sédiment. Sa période étant de 22,3 ans, cet isotope ne sera détectable que dans la sédimentation associée au dernier siècle. Ainsi, lorsque l'apport de plomb en excès (Pb_{EXC}) est relativement constant et que sa migration est limitée dans les sédiments, la décroissance du plomb en excès est gouvernée par la décroissance radioactive et le taux de sédimentation. Le modèle de datation utilisé pour accéder au taux de sédimentation est le modèle *CFCS* (*Constant Flux and Constant Sedimentation Rate* ; Goldberg, 1963), qui utilise la pente (δ) de la régression exponentielle associée au point de mesure :

$$^{210}\text{Pb}_{\text{EXC}(t)} = ^{210}\text{Pb}_{\text{EXC}(0)} \times e^{-\delta p}$$

$$T = \frac{\lambda}{\delta} = \frac{\ln 2}{\tau \times \delta}$$

Avec $^{210}\text{Pb}_{\text{EXC}}$: activité du ^{210}Pb

p : la profondeur

δ : pente de la régression exponentielle associée au point de mesure

T : le taux de sédimentation (cm.an^{-1})

λ : constante de désintégration ($1,4.10^9\text{sec}^{-1}$)

τ : la période du ^{210}Pb (22,3 ans)

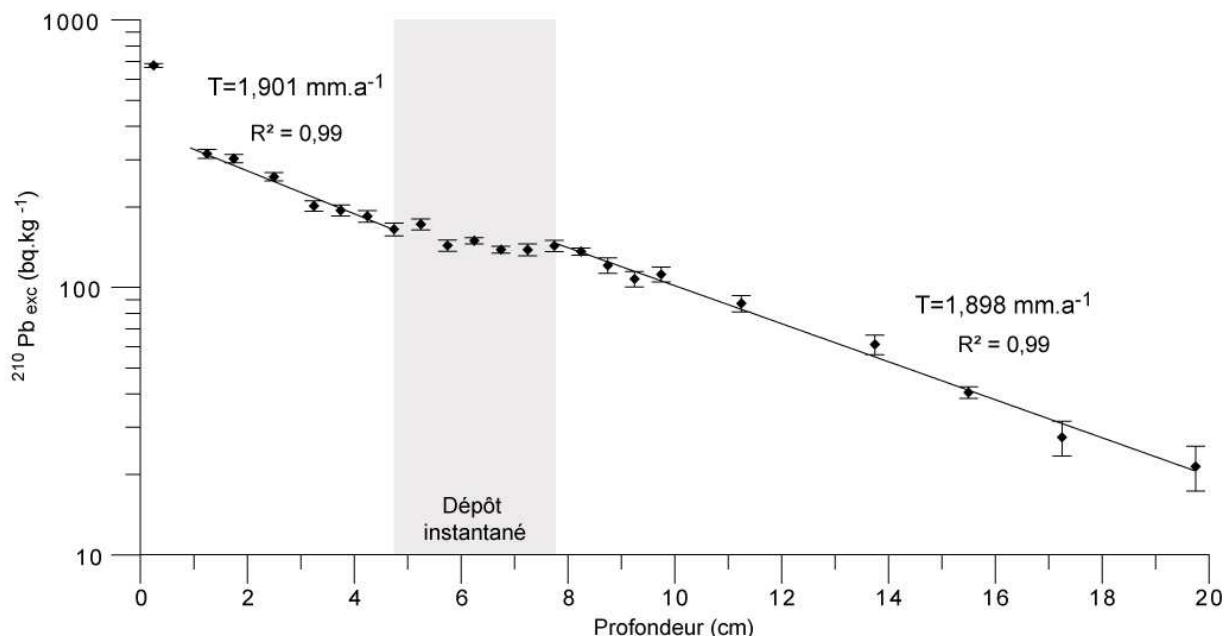


Figure 30. Activité du ^{210}Pb mesurée dans la séquence SP05

Les mesures mettent en évidence deux périodes de sédimentation séparées par un palier de 2 cm situé entre 5,25 et 7,25 cm (figure 30). Outre ce palier, les points de mesure s'alignent suivant deux régressions exponentielles associées à des taux de sédimentation semblables de l'ordre de $1,9 \text{ mm.a}^{-1}$.

Ce palier correspond à un apport sédimentaire brutal datant de 1968, selon le modèle d'âge ^{210}Pb . Cette anomalie, qui ne peut être corrélée à un événement hydrologique de type crue exceptionnelle, trouve très certainement son origine dans les travaux d'implantation d'une prise d'eau en fond de lac, à proximité du site de forage, cette même année (com. pers., Services techniques de la ville de Pontarlier).

b) Datation par mesure de l'activité du ^{137}Cs

Le ^{137}Cs (césium) est un isotope artificiel qui fut émis lors des essais nucléaires atmosphériques (phases majeures : 1963-1966) et de l'accident de Tchernobyl (1986). Accumulé dans les sols via les précipitations, le ^{137}Cs présente une période de l'ordre de 30 ans et permet la datation des sédiments les plus récents (Pennington *et al.*, 1976 ; Smith et Clark, 1986).

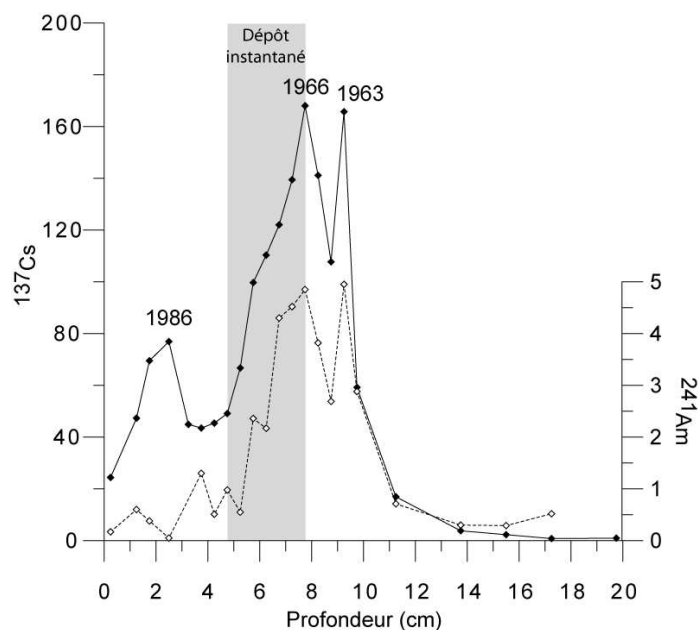


Figure 31. Activités du ^{137}Cs et de ^{241}Am

En parallèle de cet élément, la mesure de ^{241}Am (americium ; figure 31), élément d'origine artificielle émis exclusivement par les essais nucléaires atmosphériques, permet d'identifier avec précision le moratoire de 1963 (Appleby *et al.*, 1991).

L'élargissement du pic associé à l'année 1966 est la conséquence de l'évènement sédimentaire brutal identifié lors du dosage du ^{210}Pb .

II.3.5. Modèle âge-profondeur de la séquence SP05

Le modèle âge-profondeur (figure 32) a été établi par interpolation polynômiale à l'aide du logiciel *R*, suivant une contrainte du modèle à 0,68. Si cette méthode permet d'obtenir un lissage des variations du taux de sédimentation au sein de l'intervalle d'incertitudes 2σ des datations radiocarbone, elle demeure toutefois aléatoire dans les intervalles peu contraints chronologiquement.

L'absence d'éléments de chronologie au-delà de 8,64 m de profondeur (début du Dryas ancien) rend toute estimation du taux de sédimentation impossible pour la base de la séquence. Les dix centimètres supérieurs ont été traités suivant les taux de sédimentation établis par les mesures du ^{137}Cs et du ^{210}Pb .

La séquence SP05 documente une période s'étendant de la fin du Pléniglaciaire à la période actuelle (figure 32). Les taux de sédimentation varient entre $0,1 \text{ mm.a}^{-1}$ (au cours du Dryas récent et du Préboréal) et $1,9 \text{ mm.a}^{-1}$ (début du XXe siècle).

Le modèle âge-profondeur (figure 32) indique des taux de sédimentation relativement constants au cours de l'Holocène (environ $0,45 \text{ mm.a}^{-1}$) et similaires à ceux observés au cours du Dryas ancien (15 000-18 400 cal BP). Les taux de sédimentation apparaissent les plus bas au cours de la période comprise entre 15 000-10 200 cal BP. Si le taux de sédimentation est relativement constant au cours de l'Holocène, deux phases brèves d'augmentation sont toutefois perçues aux environs de 9 400 cal BP et de 6 400 cal BP. Enfin, le dernier millénaire, bien que principalement caractérisé par une augmentation du taux de sédimentation, se marque également par une diminution de celui-ci au cours du dernier siècle.

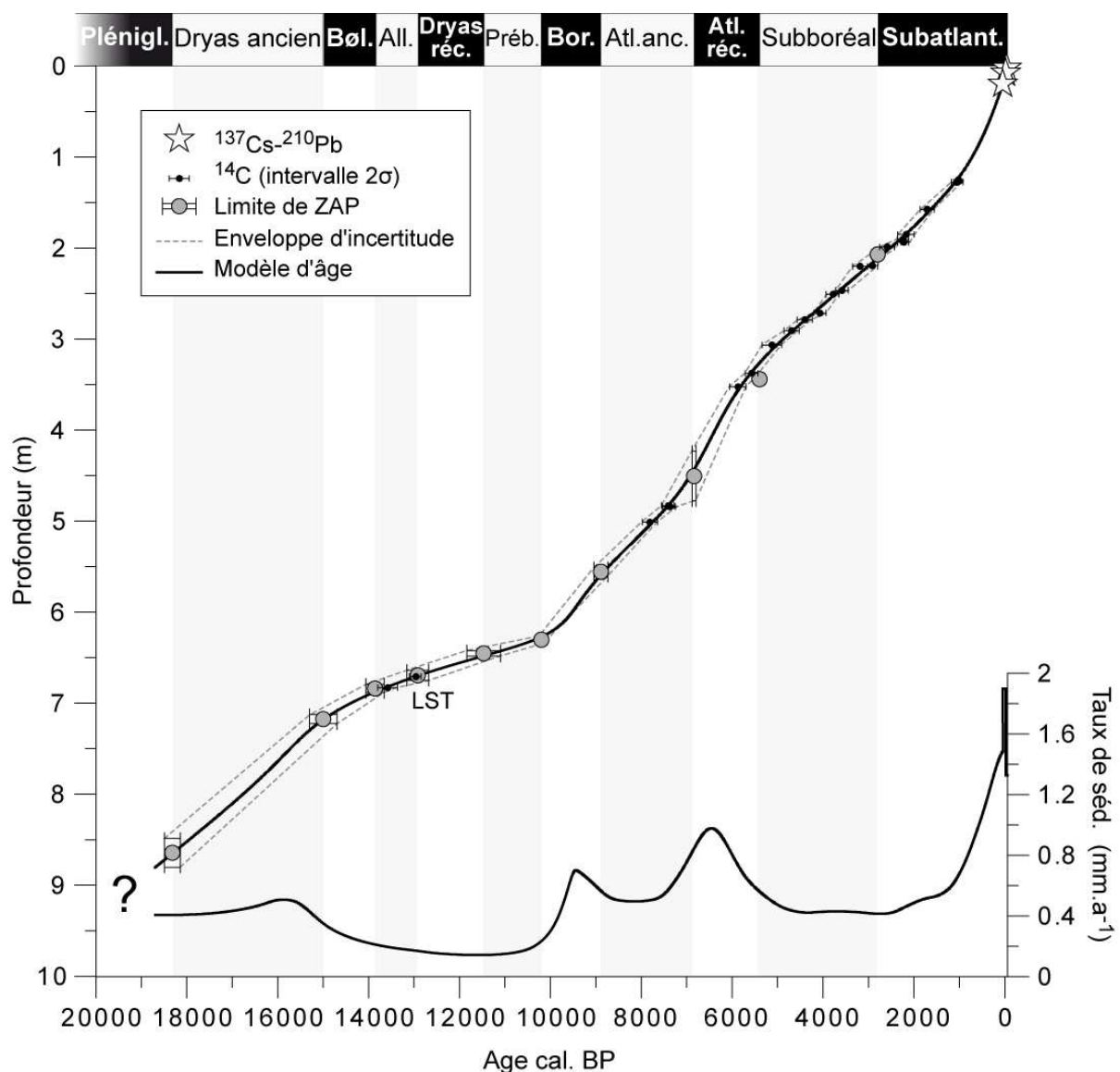


Figure 32. Modèle âge-profondeur de la séquence SP05.

II.4. La représentativité de la séquence SP05 : corrélations des différents forages

II.4.1. Corrélations des enregistrements de susceptibilité magnétique des différentes séquences

Les séquences acquises lors des différentes campagnes de forage ont permis d'aborder la représentativité de la séquence SP05, dans un premier temps à l'échelle de la cuvette lacustre, par comparaison avec les séquences SP06 et SP07 ; puis, dans un second temps, à l'échelle du bassin versant, par une comparaison avec la séquence REM07.

Pour ce faire, les séquences SP06, SP07 et REM07 ont fait l'objet de mesures de densité gamma et de susceptibilité magnétique. Outre la réalisation des différentes *mastercore*, ces analyses ont permis d'établir des corrélations robustes entre les différentes séquences.

En effet, si SP07 et SP05 se caractérisent par des faciès similaires, une corrélation *de visu* avec les unités de SP06 et de REM07 apparaît plus aléatoire. Les corrélations sont basées sur l'enregistrement de la susceptibilité magnétique, en raison de sa plus grande variabilité par rapport à la densité et surtout, de sa capacité à mettre en évidence les tephtras. Enfin, la susceptibilité magnétique constitue, en première approximation, un marqueur du détritisme (Arnaud, 2003), donc un paramètre propice à la vérification du caractère global de l'enregistrement de SP05.

Les corrélations des différents enregistrements apparaissent plus ou moins aisées selon les séquences considérées (figure 33). Ainsi les séquences SP07 et SP05 présentent les corrélations les plus robustes, malgré des différences de dilatation des faciès. La séquence REM07, composée de dix unités fortement laminées, est également corrélable à la séquence SP05, notamment grâce à l'enregistrement des différents tephtras (figure 33). Ces corrélations permettent une première estimation de la chronologie des séquences SP07 et REM07, à partir du modèle âge-profondeur établi pour la séquence SP05.

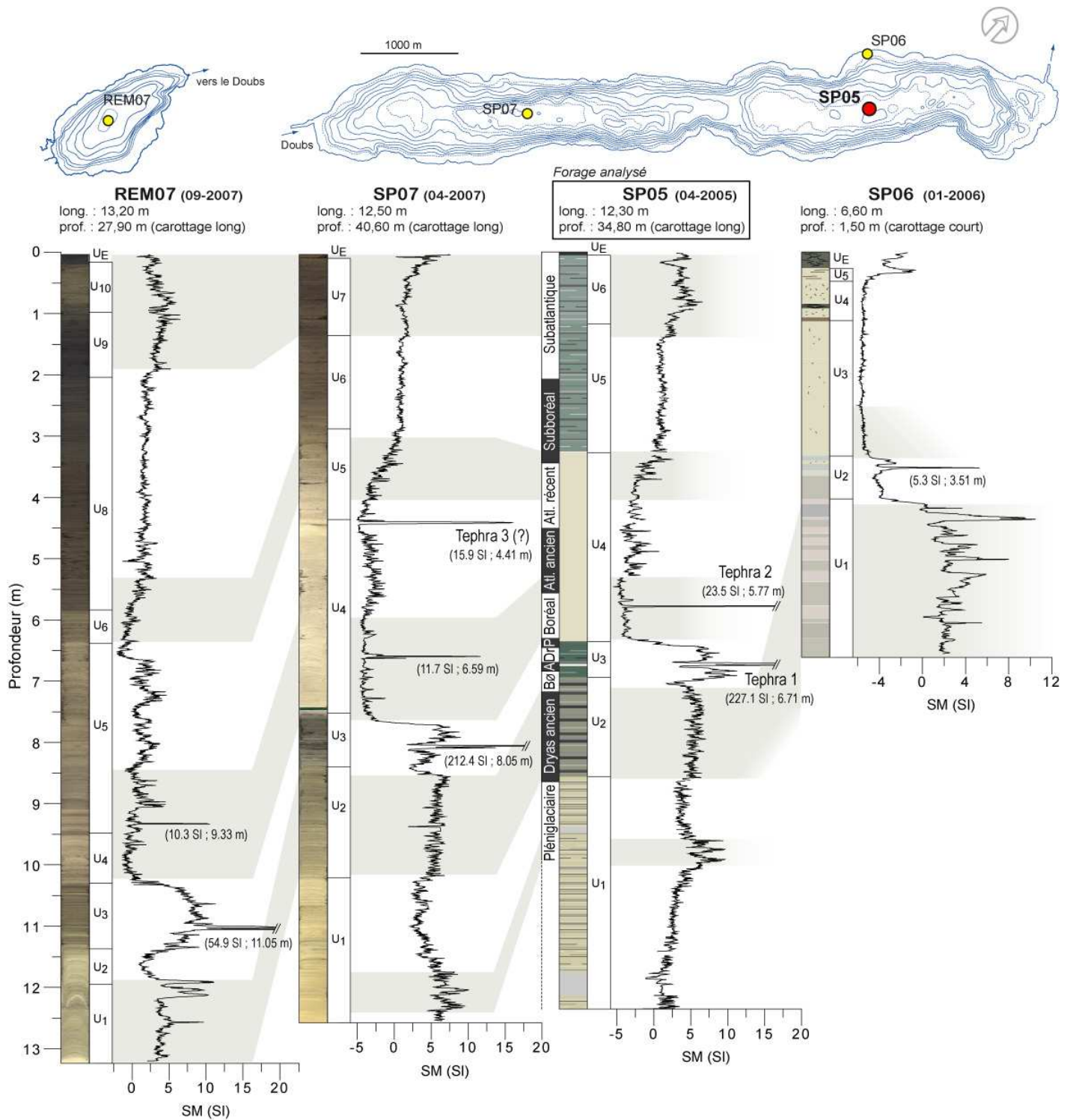


Figure 33. Localisation et caractéristiques des différents forages, mesures de susceptibilité magnétique (SM) et unités lithologiques ; corrélations entre les séquences SP05, SP06, SP07 et REM07.

La séquence SP06 (figure 33), seule séquence littorale acquise, s'avère difficile à corréler aux enregistrements des zones profondes, principalement en raison de la forte atténuation du signal de susceptibilité magnétique engendrée par les teneurs très élevées en carbonates de cette séquence. Seule la présence du LST permet d'établir un point d'ancrage chronologique.

Si deux tephres ont pu être identifiés dans la séquence SP05, la séquence SP07 semble indiquer trois anomalies de ce type. En effet, un pic de susceptibilité magnétique corrélable à une lamine sombre de la séquence SP07 est observé à 4,41m de profondeur, soit à la fin de l'Atlantique ancien-début de l'Atlantique récent, selon la chronologie de SP05. Aucune des autres séquences ne présente cette anomalie. Il est donc hasardeux d'employer le terme de « tephra », toutefois son absence dans l'enregistrement SP05 pourrait être envisagée comme une conséquence de la condensation de la séquence. Un échantillonnage, ainsi qu'une analyse géochimique de ce niveau sont envisagés afin de déterminer s'il s'agit d'un tephra et, si tel est le cas, de l'identifier.

II.4.2. Estimation des taux de sédimentation des séquences SP06, SP07 et REM07

La détermination des corrélations entre les différentes séquences permet une estimation de la chronologie de ces dernières, chronologie basée sur le modèle d'âge de SP05.

L'estimation des taux de sédimentation des différentes parties du lac Saint-Point, mais également du lac Remoray, fournit des indications quant à l'évolution de la dynamique du système dans son ensemble.

Les séquences SP05, SP07 et REM07 se caractérisent par une covariation de leurs taux de sédimentation (figure 34). Cette corrélation est la plus prononcée entre les séquences des bassins amont et aval du lac Saint-Point et suggère un impact faible, voire inexistant, du seuil médian du lac sur la dynamique sédimentaire (figure 33).

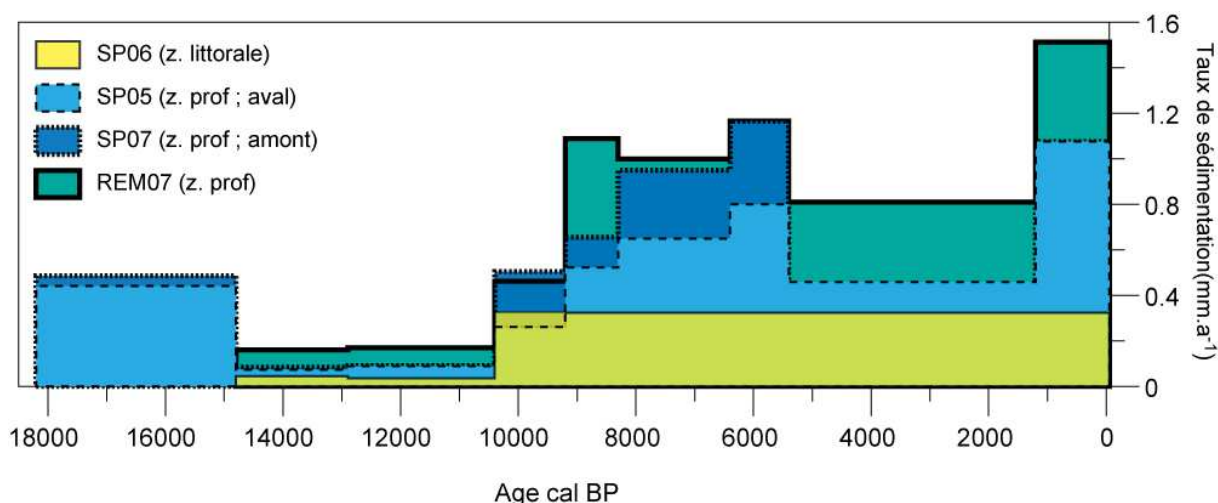


Figure 34. Taux de sédimentation des séquences SP05, SP06, SP07 et REM07 estimés à partir des corrélations des séquences et du modèle âge-profondeur de SP05.

Le taux d'accumulation (figure 34) apparaît le plus élevé dans le bassin amont, conséquence logique de la position proximale du forage par rapport à la source des apports particuliers (Doubs). Les taux de sédimentation de la séquence REM07 sont le plus souvent supérieurs à ceux des séquences du lac Saint-Point, et présentent une évolution proche de celle observée dans SP05 et SP07. Cette dilatation plus importante de REM07 résulte probablement des caractéristiques du système de Remoray. En effet, ce lac est un petit système alimenté par un bassin versant peu étendu ; la distribution des apports particuliers y est donc plus restreinte. De plus, la couleur des différentes unités de REM07 suggère des teneurs en matière organique plus élevées que dans SP05 et SP07.

Malgré des différences de dilatation des séquences, ces dernières se caractérisent toutes par une diminution importante du taux de sédimentation vers 15 000 cal BP et jusqu'à environ 10 500 cal BP (figure 34). Cette condensation du Tardiglaciaire serait donc une caractéristique, non pas du fonctionnement du Lac Saint-Point (diminution de la capacité de piégeage) mais de la dynamique sédimentaire à l'échelle du bassin versant, puisque la séquence REM07 indique également des taux d'accumulation très faibles au cours de cet intervalle.

En conséquence, SP05, malgré une dilatation plus faible que SP07, est une séquence qui apparaît significative de l'ensemble de la cuvette lacustre mais également de la zone, compte tenu de la covariation des enregistrements des lacs Saint-Point et Remoray.

II.5. L'analyse multi-paramètres de SP05 : choix des analyses et objectifs

II.5.1. Résolution de l'échantillonnage

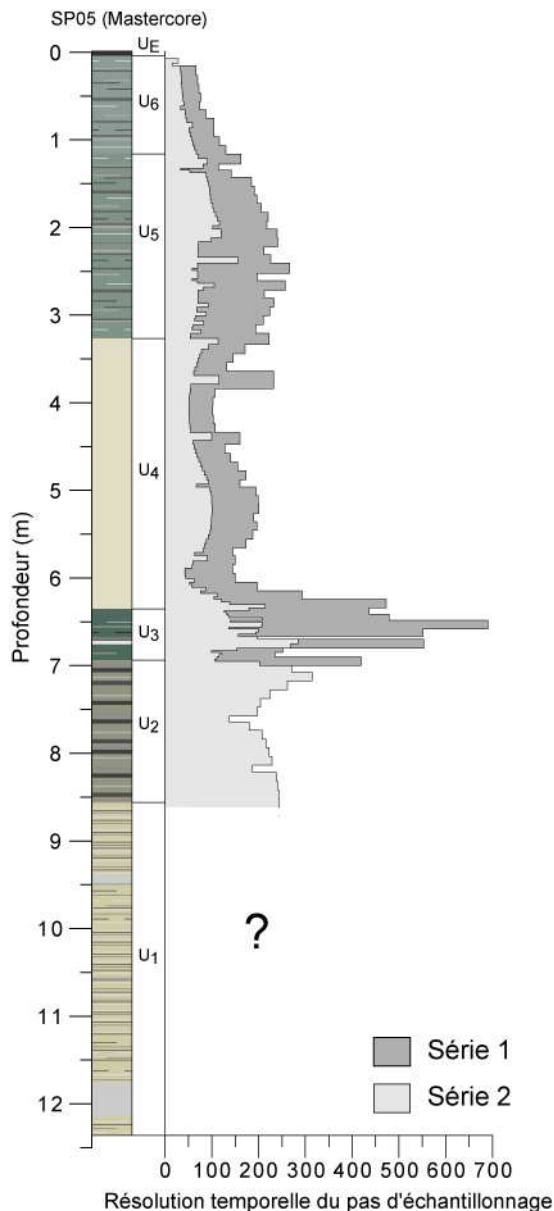


Figure 35. Résolution temporelle de l'échantillonnage ; au-delà de 8,60, la résolution n'a pu être établie en raison d'une absence de chronologie.

Dans le cadre de cette étude multi-paramètres, diverses analyses ont été menées sur les fractions organique et minérale. L'échantillonnage s'est effectué en deux phases (figure 35) : une première phase (série 1) visant à estimer l'intérêt de l'enregistreur pour l'étude, puis une seconde phase, dont le but était une amélioration de la résolution de l'échantillonnage, par l'emploi d'un pas adapté au modèle âge-profondeur. Toutefois, pour des raisons techniques, cette résolution n'a pu être appliquée à l'ensemble des analyses (figure 36).

La série 1 (figure 35) correspond à un pas d'échantillonnage de 10 cm appliqué à l'ensemble de la carotte. La résolution moyenne de cette série varie entre 100 et 220 ans dans la partie supérieure de la séquence, et entre 200 et 700 ans de 6,37 m à 8,60 m. Le pas d'échantillonnage employé dans la seconde série (figure 35) est un pas adapté aux variations du taux de sédimentation, l'objectif étant d'atteindre une résolution de l'ordre du siècle dans la partie supérieure de la séquence.

Cette série a également permis d'augmenter la résolution dans la partie comprise entre 6,37 m et 7 m.

Chaque échantillon représente un prélèvement moyennant les propriétés du sédiment sur 1 cm ; chacune des analyses dispose d'une série d'échantillons (figure 36) dont les cotes, d'une analyse à l'autre, demeurent les mêmes.

	Série 1 (128 éch.)	Série 2 (220 éch.)	Incrément 0.5 cm
Paramètres physiques			
Densité gamma			X
Susceptibilité magnétique			X
Vitesse des ondes P			X
Spectrocolorimétrie			X
Diffraction de rayon X			
Minéralogie de la roche totale	X		
Minéralogie de la fraction argileuse	X		
Spectrométrie de fluorescence X			
Géochimie des éléments majeurs		X	
Granulométrie laser			
Roche totale		X	
Fraction silicatée	X		
Pyrolyse Rock-eval			
Carbone organique total / HI-OI	X		
Palynologie			
Assemblages polliniques		X	
Ostracodes			
Abondances spécifiques		X	
Analyse isotopique ($\delta^{18}\text{O}$)		X	

Figure 36. Bilan des séries analysées en fonction des paramètres étudiés.

II.5.2. Les paramètres physiques

Les paramètres physiques tels que la densité gamma, la susceptibilité magnétique (SM) et la vitesse des ondes P ont été mesurés suivant un pas de 5 mm à l'aide d'un banc de diagraphie (*Geotek MCSL Core Logger System*, Laboratoire Chrono-environnement, Besançon).

a) La densité gamma

Elle est obtenue par mesure de l'atténuation des rayons gamma, issus d'une source ^{137}Cs , à travers le sédiment. Un détecteur gamma mesure l'intensité du rayon par rapport à la densité gamma d'un standard utilisé lors de la calibration du détecteur (demi-cylindres d'aluminium de densités connues).

Ce paramètre caractéristique du sédiment met en évidence la compaction de la séquence suivant la profondeur et sera utilisé comme élément de correction lors du calcul des flux sédimentaires.

b) La susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique volumique a été mesurée à l'aide d'un capteur *Bartington MS2E Point Sensor*. Elle est non corrigée de la densité et de la teneur en eau du sédiment. Ce paramètre est fréquemment étudié en tant que traceur du détritisme (Arnaud, 2003).

Cette propriété représente la capacité d'un corps à acquérir une aimantation. Cette dernière sera fonction de la minéralogie et de la composition en éléments magnétisables du sédiment. Différentes catégories de minéraux peuvent être distinguées :

- les minéraux diamagnétiques ($SM < 0$), par exemple le quartz et la calcite ;
- les éléments paramagnétiques (faible $SM > 0$), par exemple les argiles ;
- les éléments ferromagnétiques (forte $SM > 0$), par exemple les oxydes de fer.

Au sein d'un système carbonaté, ce marqueur est très largement atténué par la présence de carbonates, dont la signature en susceptibilité magnétique est très faible ; les teneurs en eau

des carottes contribuent à cette atténuation du signal. Ce paramètre a également permis de détecter la présence de tephtras.

c) La spectrophotométrie

La spectrophotométrie, propriété du sédiment utilisée pour la différenciation des unités, a été mesurée par un spectrophotomètre *Minolta CM 2600d* (laboratoire Edytem, Chambéry) suivant un pas de 5 mm. Cette mesure permet l'obtention du spectre de réflectance du sédiment dans le domaine visible (400 et 700 nm) ainsi que la luminescence (L*). Ce spectre est dépendant de la composition du sédiment (matière organique, carbonates et silicates) et de sa granulométrie.

II.5.3. La fraction minérale

a) La diffractométrie de rayons X

Cette méthode d'analyse permet de définir les éléments cristallisés ainsi que les différentes formes de cristallisation associées à une même formule chimique brute. Le principe de cette méthode repose sur l'intensité de diffusion des rayons X selon différentes directions de l'espace, celle-ci reflétant à la fois la chimie et la géométrie du réseau cristallin (en roche totale, les poudres sont non-orientées ; en fraction argileuse, les poudres sont orientées). L'appareil utilisé est un *SCINTAG XRD 2000* (Université de Neuchâtel, Suisse).

Afin d'obtenir la composition du cortège argileux, les échantillons ont été préparés et analysés suivant les protocoles de Kübler (1987) et Adate *et al.* (1996).

Les échantillons ont ensuite subi une attaque à HCl à 10 % sous vide d'air et un passage aux ultra-sons, afin d'extraire la fraction argileuse. Cette méthode permet une décarbonatation rapide des échantillons, même les plus carbonatés. La suspension ainsi obtenue est ensuite coulée sur des verres de montre analysés après séchage.

Cette analyse permet d'établir la minéralogie du sédiment, mais aussi la composition du cortège argileux et la cristallinité des différentes phases. Les variations de la minéralogie du sédiment sont généralement la conséquence de changements de type d'altération dans le bassin versant ou d'apports de matériaux allochtones (notamment dans le cas des tephtras).

b) La granulométrie

L'analyse granulométrique a été réalisée à l'aide d'un granulomètre laser *LS230 Beckman-Coulter* (laboratoire Chrono-environnement, Besançon) sur des échantillons de roche totale puis sur la fraction silicatée. Un rayon laser focalisé traverse le liquide, et les particules présentes dans la zone sensible créent une extinction, ainsi qu'une rétrodiffusion caractéristique de leur taille et de leur nombre.

Dans le cas de la roche totale, les échantillons ont tout d'abord été mis en solution à l'aide d'un défloculant. La fraction silicatée a été extraite suivant le protocole d'attaque utilisé pour l'analyse DRX.

La granulométrie du sédiment est indicatrice d'évènements érosifs plus ou moins brutaux, tels que des crues ou des changements de régime des précipitations, mais est également utilisée pour caractériser les différentes fractions composant les sédiments.

c) La spectrométrie de Fluorescence X ou XRF

Cette analyse (réalisée par Paul Capiez, Université Claude Bernard, Lyon 1) a permis d'obtenir les concentrations en éléments majeurs par mesure d'émissions (rayons X) après bombardement de la matière. Le spectre des rayons obtenu est caractéristique des concentrations massiques en éléments. La technique utilisée est celle de la perle fondue, plus adaptée aux matériaux hétérogènes mais nécessitant une préparation conséquente. L'échantillon, tout d'abord séché à 110 °C, subit une pyrolyse à 1000 °C avant d'être mélangé à un fondant de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ et enfin fondu en une pastille de verre.

Cette analyse fournit les concentrations en éléments majeurs sous forme de poids d'oxydes, mais également la teneur en eau du sédiment et la perte au feu (L.O.I). L'étude des concentrations de ces éléments fournit des indications sur des variations des sources d'apports, mais aussi sur les processus chimiques affectant le bassin versant. Les changements de concentration des apports pourront également être assimilés à des changements de la dynamique sédimentaire.

d) Comptage et analyse isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) des ostracodes benthiques

Ces mesures, pratiquées sur des tests d'ostracodes benthiques, ont été effectuées au Leibniz-Laboratory de Kiel (Allemagne) sous la direction du docteur Nils Andersen, à l'aide d'un spectromètre de masse *CARBO Kiel/MAT 251* à double introduction. La séparation des différents isotopes a lieu après un dégazage de l'échantillon par attaque acide (H_3PO_4) pur porté à 76 °C.

Dans le cadre de cette analyse, et compte tenu de la faible masse représentée par les tests d'ostracodes (20 µg pour une valve d'adulte), un nettoyage rigoureux des valves est nécessaire afin d'éviter toute contamination de l'échantillon.

Au préalable, les échantillons, après séchage à 45 °C, subissent une attaque à H_2O_2 dilué à 10 %, ce qui permet de nettoyer en partie les valves et notamment la chitine présente à l'intérieur de ces dernières. Chaque échantillon est tamisé à 125 µm afin d'éliminer une partie du sédiment, tout en conservant les formes juvéniles d'ostracodes. Le résidu est ensuite transféré dans des boîtes de Pétri à l'aide d'éthanol ultrapur, réduisant ainsi tout risque de contamination. Après évaporation de l'éthanol, les échantillons font l'objet d'une identification et d'un comptage des différentes espèces. Les espèces benthiques sont extraites pour un nettoyage spécifique en vue de l'analyse. Les valves étant trop fragiles pour un nettoyage par ultrasons, chacune est nettoyée au pinceau et à l'éthanol pur. Les masses requises pour l'analyse correspondent à 20 valves pour les stades juvéniles et 2 valves pour les stades adultes. Une différenciation est effectuée entre les stades adultes et juvéniles en raison de la saisonnalité de leur croissance.

Le $\delta^{18}\text{O}$ mesuré dans les tests d'ostracodes est utilisé comme marqueur isotopique de la signature des précipitations.

Les variations d'abondances des espèces ainsi que la biodiversité sont exploitées en tant qu'indices de dégradation ou d'amélioration du milieu, dans la mesure où les niches écologiques des différentes espèces sont relativement connues.

e) Suivi hydro-isotopique du lac Saint-Point

Afin de mieux appréhender la qualité de l'enregistrement isotopique des tests d'ostracodes, un suivi hydro-isotopique du bassin versant a été mené sur une période d'un an. Ce suivi comprenait le prélèvement mensuel et l'analyse en $\delta^{18}\text{O}$ et δD (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Saclay) des différents affluents du lac, ainsi que des prélèvements dans l'épilimnion et l'hypolimnion. Les précipitations ont également été analysées et leur prélèvement a nécessité l'installation de deux pluviomètres situés à des altitudes différentes du bassin versant (voir chapitre VII).

Les pluies ont été échantillonnées dans des bidons de 5 L, enterrés dans le sol afin d'éviter les contrastes de température et donc l'évaporation. Pour limiter les processus évaporatoires au cours du mois, les bidons ont été choisis avec un diamètre le plus restreint possible, limitant la surface d'eau libre, et une couche d'huile de paraffine surnageante a été ajoutée afin d'isoler les eaux de pluie (Danis, 2003). L'objectif de ce suivi était de caractériser la sensibilité du lac à des changements de signature des précipitations, mais également d'évaluer l'influence des apports par les différentes rivières.

II.5.4. La fraction organique

a) La pyrolyse Rock-Eval

La matière organique a été analysée par pyrolyse Rock-Eval (Unimail, Neuchâtel, Suisse) suivant le protocole de Steinmann *et al.* (2003). L'échantillon est soumis à différents paliers de température, suivis d'une oxydation complète du résidu. Un détecteur mesure l'hydrocarbure libéré durant la pyrolyse, alors que le CO_2 et le CO sont détectés par absorption durant chaque étape de la pyrolyse. Il en résulte la quantité totale de carbone organique ou TOC, la quantité de carbone minéral (MINC), ainsi que les indices Hydrogène et Oxygène proportionnels aux ratios H/C et O/C.

Outre la quantification de la matière organique présente dans les sédiments, les différents indices fournissent des informations sur son origine, c'est-à-dire la prépondérance d'algues (HI) ou de végétaux issus du bassin versant (OI).

b) Analyse palynologique

La préparation, l'identification et le comptage des grains de pollen ont été principalement effectués par E. Gauthier et H. Richard (laboratoire Chrono-environnement). La série comporte 220 échantillons, mais demeure, à l'heure actuelle, encore incomplète au niveau de certaines parties de la séquence.

Ainsi, chacune des analyses fournit des indications sur l'évolution des différents compartiments composant le système (figure 37). La multiplicité des paramètres étudiés permet également d'aborder, outre les modifications environnementales et climatiques, la qualité et de la sensibilité des différents paramètres.

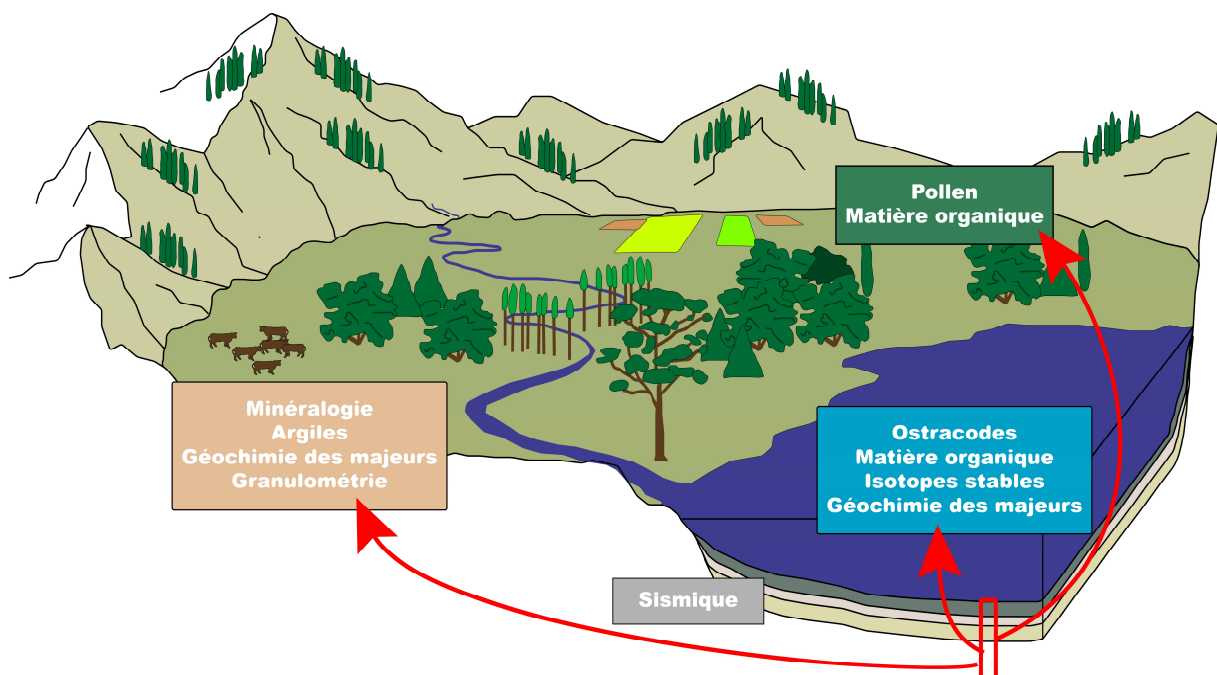


Figure 37. Marqueurs étudiés et leur signification au sein du système.

PARTIE 2

LA REPONSE DETRITIQUE DU BASSIN VERSANT

Chapitre III

La fraction inorganique

Les différents marqueurs présentés dans les chapitres III à VII, mettent en évidence des transitions synchrones. Pour plus de lisibilité, ces transitions ont été nommées comme suit :

- T0 à T6 : pour les transitions principales, observées sur la majorité des enregistrements.
- T0a, T0b, T1a ... : pour les transitions secondaires.

Le détail des cotes et âges est indiqué dans l'annexe C et l'ensemble des données acquises lors de ce travail figure en annexe D.

Cette partie présente les résultats des différents marqueurs permettant de reconstituer l'évolution du bassin versant. Ce chapitre est focalisé sur les traceurs abiotiques étudiés dans la séquence SP05.

III.1. Minéralogie

Les analyses n'ont été effectuées que sur la série 1 d'échantillons, la résolution temporelle est donc plus faible (voir chapitre II.5.1).

III.1.1. Minéralogie de la roche totale

Les quantifications établies pour les différentes phases minérales ont été calculées suivant la méthode de Holtzapffel (1985), qui permet d'établir les variations semi-quantitatives de chacune des phases minérales. Le calcul est basé sur la formule suivante :

$$\% X = \frac{I_X}{\sum I}$$

%X : pourcentage relatif du minéral X I_X : intensité de réflexion du minéral X.

Les résultats (figure 38) mettent en évidence une dominance de la calcite, celle-ci représentant en moyenne 80 % de la fraction minérale. Cette proportion varie entre 99 % (U4) et 50 % (U5). La fraction restante se compose majoritairement de quartz, dont la part relative varie entre 10 % et 20 %, et de phyllosilicates.

Des minéraux accessoires (figure 38), tels que la dolomite, les plagioclases et les feldspaths potassiques, ont également été identifiés. Ces phases minérales, présentes sporadiquement et en faibles proportions (<5 %), sont issues des formations sédimentaires du bassin versant (Pochon, 1978 ; Bichet, 1997). Enfin, l'observation des sédiments à la loupe binoculaire a permis de mettre en évidence la présence de glauconie. Cette phase minérale est présente dans certaines formations crétacées (Albien et Hauterivien ; voir chapitre I.2).

En raison de la méthode de mesure (poudres non orientées), une partie des phyllosilicates n'a pu être mesurée et est donc comptabilisée dans la fraction « *indosés* ». Outre les phyllosilicates, le terme « *indosés* » comprend également les pourcentages d'oxydes et de matière organique.

L'assemblage minéralogique de la séquence SP05 varie suivant quatre périodes principales (figure 38).

- De la **base (12,37 m) de la séquence jusqu'à T3 (≈ 11 300 cal BP)** : cette période se caractérise par des teneurs en silicates-*indosés* élevées, atteignant en moyenne 20 %. Ces teneurs sont principalement liées à l'abondance de quartz et de phyllosilicates. Les minéraux accessoires, dominés par la dolomite et les plagioclases, sont présents sporadiquement et représentent une contribution moyenne inférieure à 6 %. La glauconie est observée régulièrement sur cette partie de la séquence. Cet assemblage minéralogique, riche en minéraux silicatés, suggère une contribution du résidu insoluble des roches du bassin versant plus prononcée qu'au cours des périodes suivantes.

La base de la séquence (**12,37-11,71 m**) apparaît riche en minéraux accessoires, notamment en dolomite (jusqu'à 15 %), abondance qui décroît fortement jusqu'à **T1 (≈ 18 500 cal BP)**. Cette période correspond à une passée très faiblement laminée au sein de l'unité U1 (voir chapitre II.2.). La glauconie est absente de cet intervalle.

A partir de **T1** ($\approx 18\,500$ cal BP), les teneurs en quartz augmentent légèrement (de 5 à 10 %) puis se stabilisent jusqu'à **T2** ($\approx 14\,400$ cal BP). A ce changement de contribution du quartz s'ajoute une augmentation du pourcentage de minéraux accessoires, notamment des plagioclases.

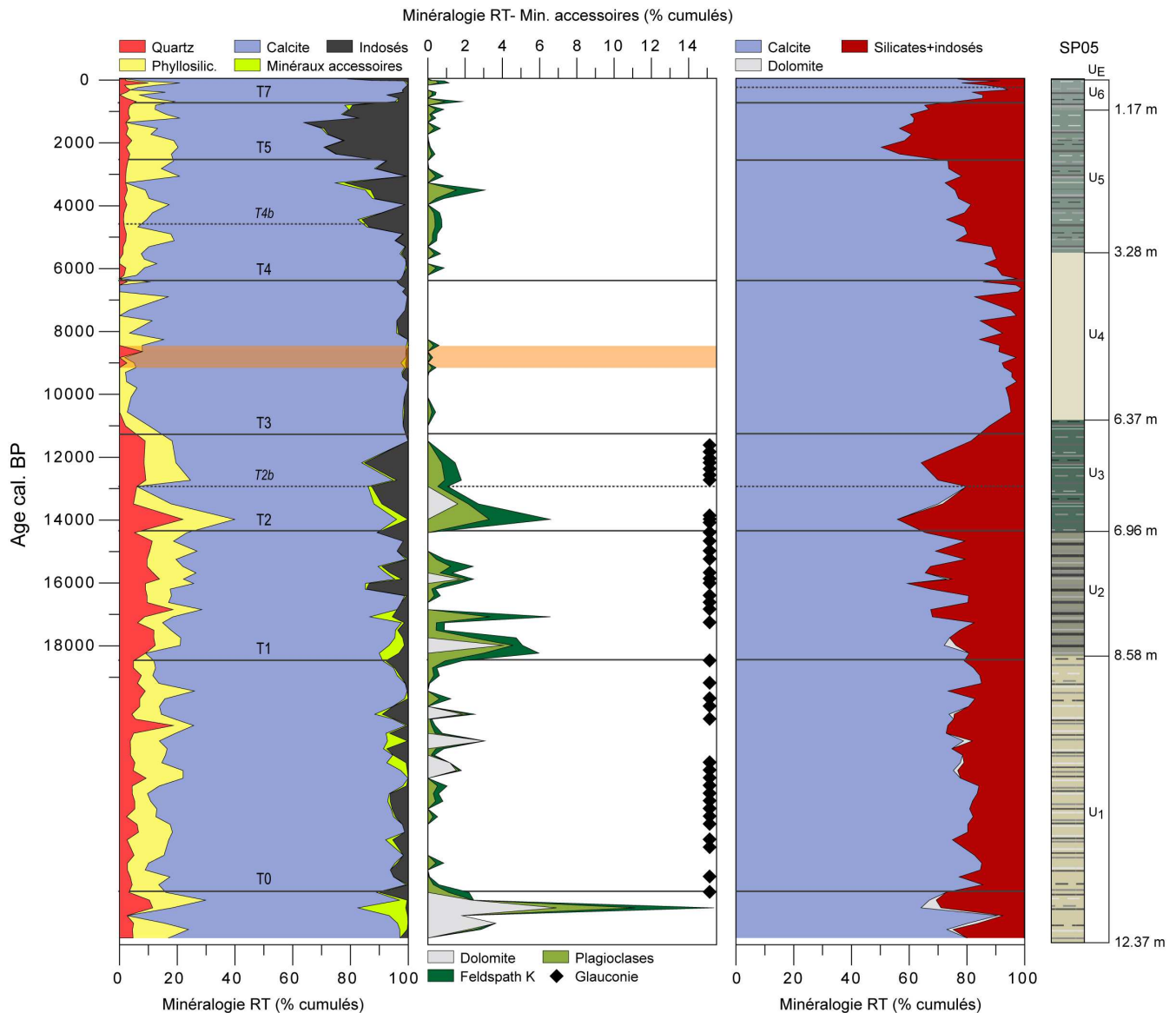


Figure 38. Composition minéralogique de la séquence SP05 (fraction roche totale) ; l'occurrence de glauconie a été déterminée par observation à la loupe binoculaire ; les différentes transitions sont matérialisées par les segments ; la zone orangée indique un évènement particulier repéré par différents enregistrements.

▪ De **T2 à T3** (\approx **14 400-11 300 cal BP**), l'assemblage minéralogique semble se caractériser par une diminution progressive des teneurs en quartz et minéraux accessoires. Cette période peut être décomposée en deux sous-périodes, caractérisées par des apports en silicates-*indosés* légèrement différents. En effet, le quartz est en proportions plus importantes de **T2 à T2b** (**14 400-12 900 cal BP**) qu'au cours de la période suivante (**T2b-T3 ; 12 900-11 300 cal BP**). Toutefois, en raison de la très faible résolution de l'échantillonnage sur cette partie de la séquence, ces variations sont à considérer avec prudence.

▪ De **T3 à T4** (\approx **11 300-6 300 cal BP**) : les teneurs en silicates-*indosés* chutent brutalement impliquant une augmentation de la teneur en calcite, qui atteint des valeurs proches de 99 %. Le quartz et les minéraux accessoires semblent absents de l'assemblage minéralogique. Seuls les phyllosilicates demeurent relativement présents. Cette évolution de la minéralogie est en accord avec le changement de faciès observé, soit le passage de U3 à U4, ce dernier étant défini comme un faciès de silts carbonatés (voir chapitre II.2).

Cet intervalle relativement stable minéralogiquement présente toutefois deux pics de quartz de faibles amplitudes (3 % et 8 %), datés aux environs de **9 000 cal BP (5,65 m)** et de **8 650 cal BP (5,45 m)**. On notera également l'occurrence de plagioclases et de feldspaths (en très faibles quantités) sur l'intervalle **9 150-8 400 cal BP**. La présence de ces phases minérales sur cette courte période pourrait être associée à une accentuation des apports détritiques.

▪ De **T4 à T7** (**6 300-750 cal BP**) : les teneurs en silicates-*indosés* croissent progressivement jusqu'à atteindre des valeurs proches de 40 %. Cette augmentation est principalement la conséquence d'une augmentation des teneurs en *indosés*, mais est également imputable (dans une moindre mesure) à une augmentation des teneurs en phyllosilicates et quartz. Les minéraux accessoires, tels que les feldspaths potassiques et plagioclases sont également présents mais en pourcentages très faibles, de l'ordre de 1 à 2 %.

Au cours de cette période, le quartz est présent en continu, plagioclases et feldspaths sont également observés plus régulièrement, toutefois les proportions de ces différentes phases minérales demeurent faibles (quartz \approx 3 %, minéraux accessoires \approx 1 %). A partir

de **T4b (4 600 cal BP)**, les teneurs en *indosés* augmentent fortement, atteignant près de 20 %. Cette tendance s'accroît à partir de **T5 (2 600 cal BP)**. Dès lors, les *indosés* sont présents en continu dans l'assemblage minéralogique et atteignent des valeurs moyennes de 22 %.

▪ De **T7 (750 cal BP à l'actuel)** : la présence de calcite s'accroît au détriment de la proportion de silicates-*indosés*, qui ne représentent plus que 10 % en moyenne de l'assemblage minéralogique.

Cette période, bien que caractérisée par une diminution de la contribution des silicates-*indosés*, est à nuancer d'une croissance abrupte des *indosés* et du *quartz* au cours des deux derniers siècles.

III.1.2. Minéralogie de la fraction argileuse (<2 µm)

L'analyse du cortège argileux a été effectuée sur échantillons naturels et glycolés, permettant ainsi l'identification d'éventuels interstratifiés illite-smectite et de la smectite en elle-même.

Les teneurs des différentes phases argileuses sont semi-quantitatives et ont été établies suivant la méthode de Holtzapffel (1985). Cette méthode estime l'état de cristallisation des phases argileuses par la forme de leur réflexion principale. Dans, le cadre d'une estimation des pourcentages relatifs des différentes fractions argileuses, l'auteur préconise l'utilisation d'un facteur correctif propre à la phase argileuse considérée. Le calcul est le suivant :

$$\% X = \frac{I_x \times f}{\sum I}$$

$\%X$: pourcentage relatif du minéral X f : facteur correctif (compris entre 0,5 et 3)

I_x : intensité de réflexion du minéral X.

Dans ce type de contexte, les phases argileuses observées peuvent être héritées du substratum (résidu insolubles des calcaire jurassiques et crétacés) ou transformées, c'est-à-dire issues de l'altération chimique des phases minérales préexistantes, lors de la pédogénèse.

Différents processus d'altération chimique peuvent être impliqués. Toutefois, le processus le plus répandu à notre latitude est l'hydrolyse. Cette réaction entraîne l'extraction hors du réseau cristallin des éléments les plus mobiles dans un premier temps (Na, K, Ca, Mg), puis des éléments de transition (Mn, Fe). Ces pertes, lorsque l'hydrolyse est suffisamment intense, peuvent engendrer un changement de phase argileuse.

Le cortège argileux de la séquence SP05 se compose de six phases principales : la chlorite, l'illite, les interstratifiés, les intergrades, la smectite et la kaolinite. Hormis les intergrades, ces phases sont présentes dans les roches du substratum (Bichet, 1997), en proportions plus ou moins importantes selon les étages géologiques considérés (voir chapitre I.2). Il est donc difficile de déterminer les phases néoformées par pédogénèse et les phases héritées directement du substratum. Toutefois, la néoformation d'une phase telle que la kaolinite nécessiterait des conditions d'altération chimique qui ne sont pas réalisables à notre latitude (Holtzapffel, 1985 ; Duchaufour, 2001) : cette phase peut donc être considérée comme un marqueur de l'héritage moyen du résidu insoluble du substratum.

L'analyse de la séquence SP05 (figure 39) révèle un cortège argileux dominé par l'illite, qui représente en moyenne 40 % des phyllosilicates sur la majeure partie de la séquence. La kaolinite, marqueur de l'héritage du substratum, constitue en moyenne 20 % des phases observées. La chlorite représente environ 15 % du cortège argileux, mais atteint toutefois 30 % à partir de **T4 (6 300 cal BP)**. La teneur en smectite varie entre quelques pourcents et 30 % selon les périodes considérées (figure 39). Cette phase argileuse apparaît ponctuellement dans la séquence. Enfin, trois phases supplémentaires, dont les réflexions se positionnent entre 10 Å et 14 Å, ont également été identifiées : ce sont les interstratifiés illite-smectite (10-14s) réguliers et irréguliers, et les intergrades.

Les interstratifiés illite-smectite réguliers et irréguliers (10-14s) sont observés régulièrement dans la composition du cortège argileux, en proportions variables (de 10 à 20 %), alors que les intergrades (de l'ordre de 15 %) ne sont observés avec certitude qu'au cours des périodes les plus récentes. La présence de chlorite et de smectite rend la quantification de ces phases malaisée.

La vermiculite et les interstratifiés illite-vermiculite et vermiculite-smectite, probablement présents dans le cortège, n'ont pu être observés en l'absence d'une chauffe des échantillons.

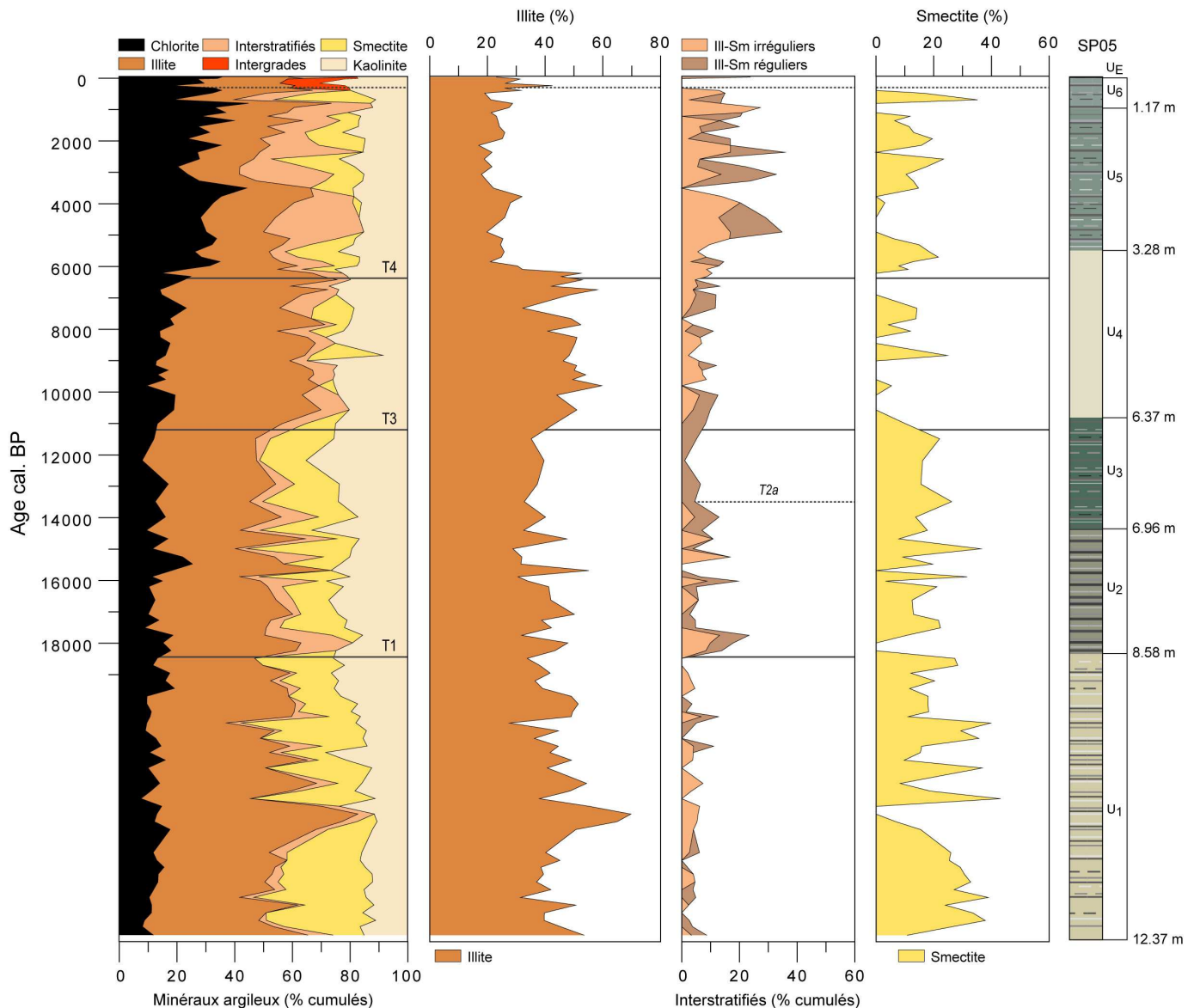


Figure 39. Composition du cortège argileux de la séquence SP05 (fraction <2 µm).

L'évolution du cortège argileux indique quatre périodes majeures (figure 39) :

- De la **base à T1 (≈ 18 500 cal BP)** : l'illite est la phase dominante (en moyenne 40 %). La smectite, très présente au cours de cette période, représente 20 à 30 % de la fraction argileuse. Les interstratifiés illite-smectite, dominés par la forme irrégulière, ne

constituent qu'une fraction mineure de l'assemblage ($\approx 5\%$). Ces trois phases minérales (notamment la smectite) observées en fortes proportions, sont très probablement des phases héritées, dans la mesure où le Pléniglaciaire est une période peu propice à la formation d'argiles de ce type (Duchaufour, 2001).

- De **T1 à T3 ($\approx 18\,500$ - $11\,300$ cal BP)** : le cortège argileux varie peu, par rapport à la période précédente ; seule une augmentation de l'abondance en interstratifiés ($\approx 10\%$), notamment des formes régulières, différencie les deux périodes. Toutefois, cette augmentation est à nuancer d'une disparition des interstratifiés irréguliers à partir de **T2a ($\approx 13\,500$ cal BP)**.

- De **T3 à T4 ($\approx 11\,300$ - $6\,300$ cal BP)** : la proportion d'illite croît légèrement (48%) au détriment de la smectite (10%), qui apparaît sporadiquement au cours de cet intervalle. Les interstratifiés sont observés en continu au cours de cette période. Cette présence continue peut être envisagée comme la résultante d'une évolution de la pédogénèse au sein du bassin versant, avec une transformation des phases argileuses héritées.

- De **T4 ($6\,300$ cal BP) à l'actuel** : cette période se caractérise par une décroissance de la teneur en illite (25%) en faveur de la teneur en chlorite (30%). Les interstratifiés, principalement irréguliers, sont très présents, atteignant jusqu'à 20% des phases observées, alors que la proportion de smectite demeure de l'ordre de 10% . Cette augmentation de la teneur en chlorite pourrait être associée à une néoformation de chlorite à partir d'illite (figure 40). L'hypothèse d'un changement de l'altération chimique semble soutenue par l'abondance des interstratifiés irréguliers (jusqu'à 20% du cortège).

Au cours des deux derniers siècles, des formes intergrades ont pu être identifiées dans des proportions de l'ordre de 15% , proportions à considérer avec prudence, dans la mesure où la présence de chlorite mal cristallisée perturbe la lecture des intergrades (les deux phases ayant des réflexions très proches). Ces intergrades d'origine pédogénétique résultent de l'altération d'une phase minérale préexistante, par enrichissement en aluminium. L'occurrence de ce type d'argiles suggère une altération chimique plus prononcée.

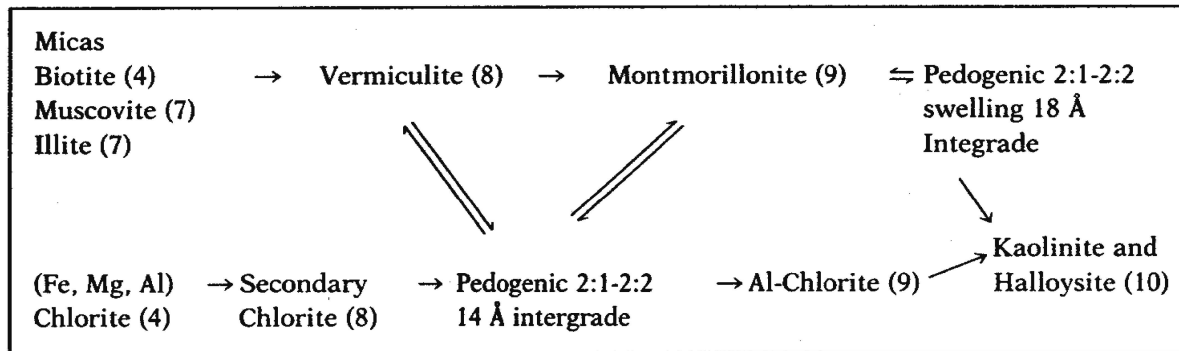


Figure 40. La séquence d'altération des phases argileuses dans les sols (Jackson, 1963).

III.1.3. L'indice de cristallinité des illites

L'indice de cristallinité des illites (figure 41) est le reflet de leur état de conservation, donc de l'altération de ces dernières au sein du bassin versant. Cet indice est déterminé par la mesure de l'élargissement de la réflexion de l'illite (Kübler, 1987). Plus celles-ci sont altérées, plus la forme de la réflexion est large et l'indice élevé.

Ce paramètre varie suivant différentes périodes (figure 41) :

- **De la base à T0a (10,33 m) :** l'indice demeure stable autour de valeurs faibles.
- **De T0a à T1a (≈ 15 900 cal BP) :** les nombreux pulses vers des valeurs élevées suggèrent des apports ponctuels d'illites altérées.
- **De T1a à T2 (≈ 15 900-14 400 cal BP) :** les illites se caractérisent par des indices très élevés, et sont donc très altérées.
- **De T2 à T4 (≈ 14 400-6 300 cal BP) :** l'indice se stabilise à des valeurs faibles. L'altération chimique est donc restreinte.
- **De T4 (6 300 cal BP) à l'actuel :** la cristallinité des illites se dégrade, comme le traduit l'augmentation de l'indice. Cette dégradation de la cristallinité des illites constitue un indice supplémentaire soutenant l'hypothèse d'une augmentation de l'altération chimique au cours de cette période ; à nuancer toutefois d'une baisse de l'indice de cristallinité au cours des deux derniers siècles.

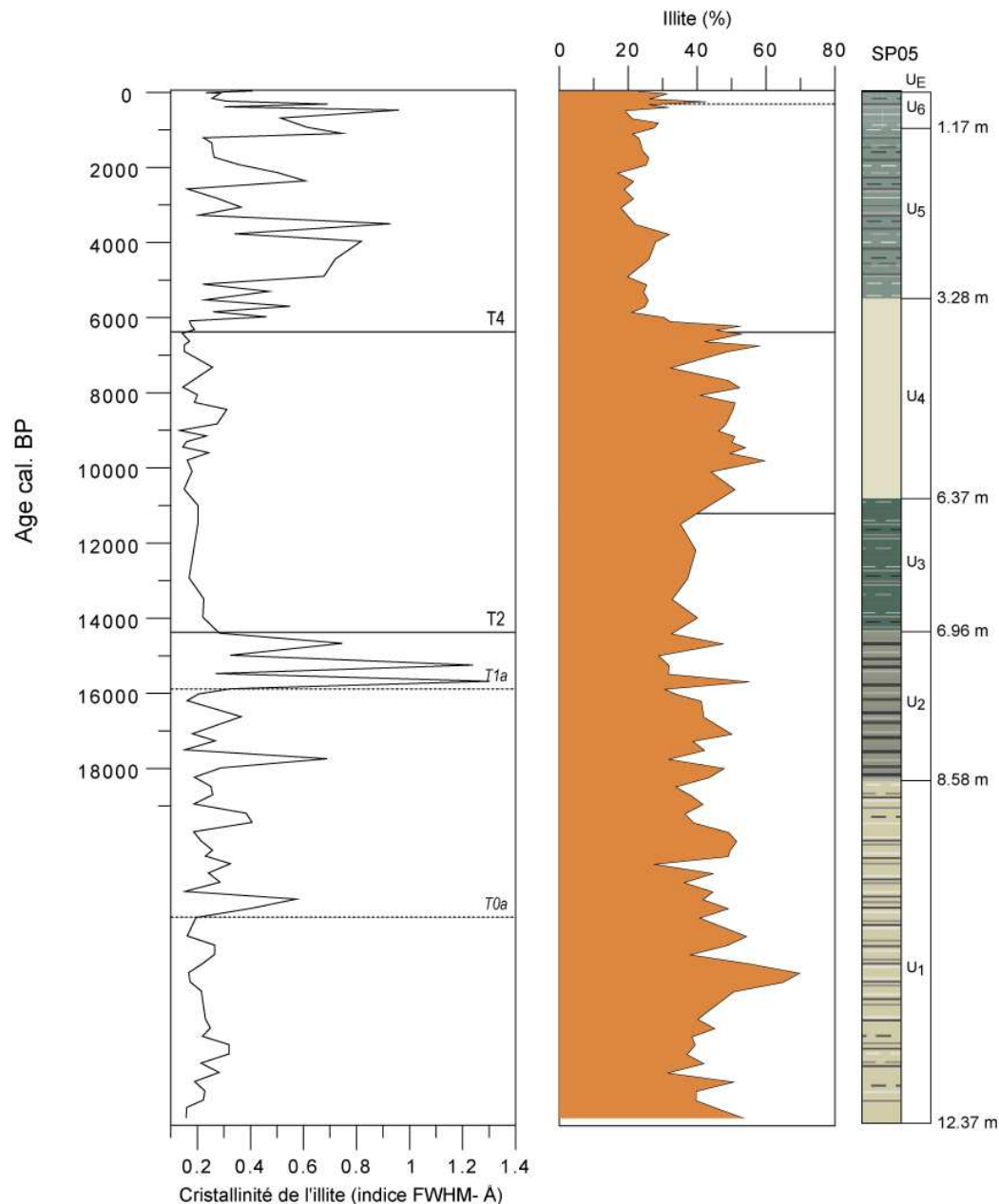


Figure 41. Indice de cristallinité des illites et pourcentage relatif d'illite dans le cortège argileux de SP05.

III.2. La susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique est étroitement liée à la présence de minéraux paramagnétiques (par exemple les silicates) et d'oxydes ; elle est donc utilisée, en première approximation, comme traceur du détritisme (Arnaud, 2005). Dans le cas du lac Saint-Point, la

présence dominante des carbonates, ainsi que la teneur en eau du sédiment, génèrent une très forte atténuation des variations potentielles de ce paramètre.

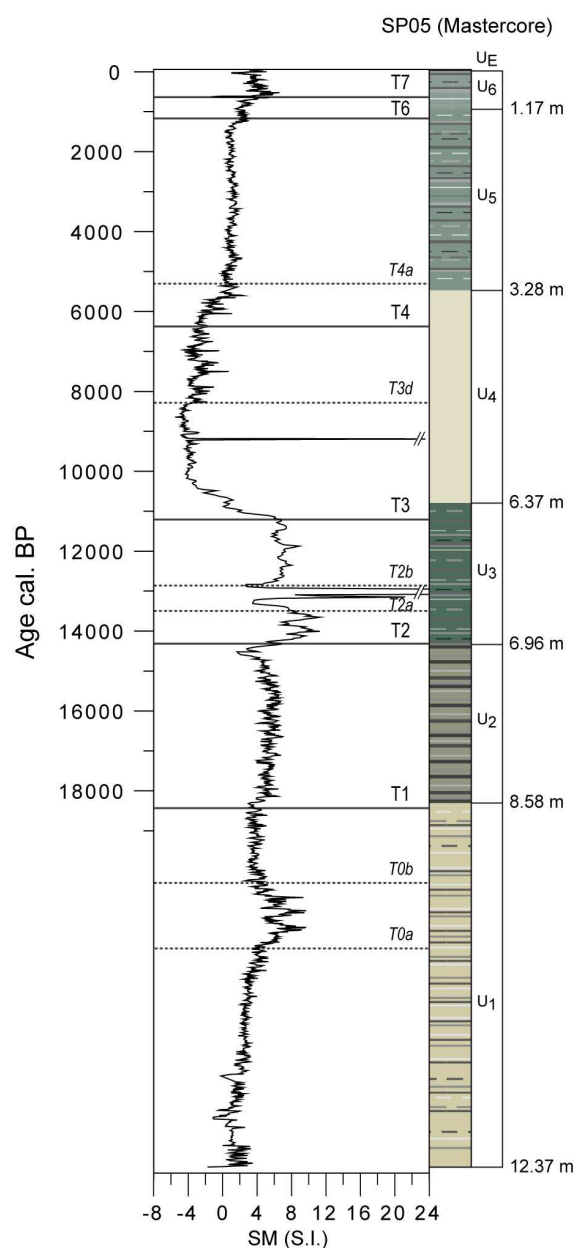


Figure 42. Susceptibilité magnétique de la séquence SP05.

Ce signal souligne une bipartition majeure de la séquence. Depuis la **base** jusqu'à **T3** ($\approx 11\,300$ cal BP), les sédiments se caractérisent par des valeurs de susceptibilité magnétique « élevées » (en moyenne 4 SI), alors qu'à partir de **T3**, ces valeurs chutent considérablement (-2 SI). Cette évolution indique une diminution des teneurs en minéraux paramagnétiques dans les sédiments, à mettre en relation avec une augmentation des teneurs en carbonates (voir figure 38).

Le signal varie suivant cinq périodes distinctes (figure 42) :

- De la **base** à **T2** ($\approx 14\,400$ cal BP) : la susceptibilité magnétique se caractérise par une tendance légèrement croissante, suivant des valeurs relativement élevées, évoluant de 2 SI vers 4 SI. Cette période est nuancée par un léger saut à **T1** ($\approx 18\,500$ cal BP), qui marque le passage à une période de stabilité de la susceptibilité magnétique à 6 SI.

- Une chute de cette dernière est observée avant la transition **T2** ($\approx 14\,400$ cal BP). A noter également, la présence de pulses, synonymes d'apports silicatés, sur une courte période comprise entre **T0a** et **T0b** (10,33-9,65 m).
- **De T2 à T3** ($\approx 14\,400$ - $11\,300$ cal BP) : outre la présence du LST ($12\,958$ cal BP ± 102 ; voir chapitre II.3), cette période se caractérise par les valeurs de susceptibilité magnétique les plus élevées (autour de 8 SI en moyenne). Ces valeurs semblent plus faibles de **T2a** à **T2b** ($\approx 13\,600$ - $12\,900$ cal BP), et ce, malgré la perturbation générée par la présence du LST.
- **De T3 à T4a** ($11\,300$ - $5\,300$ cal BP) : les valeurs de susceptibilité magnétique chutent rapidement (**de T3 à T3a**- $11\,300$ - $10\,200$ cal BP), puis demeurent stables autour de valeurs très faibles (en moyenne -4 SI), phénomène à mettre en relation avec le faciès de limons carbonatés U4. Cette période présente également des variations secondaires significatives. En effet, à partir de **T3d** ($8\,250$ cal BP), le signal apparaît instable (présence de pulses) et croît à partir de **T4** ($6\,300$ cal BP), avant de se stabiliser (**T4-T4a**).
- **De T4a à T7** ($5\,300$ - 750 cal BP) : la susceptibilité magnétique demeure stable, et présente des valeurs plus élevées qu'au cours de la période précédente (valeur moyenne de 2 S.I.). Un palier de valeurs légèrement plus élevées marque la fin de cette période (**T6-1200** cal BP).
- **De T7 (750 cal BP) à l'actuel** : un saut vers des valeurs plus élevées (6 SI) est mis en évidence à 750 cal BP ; par la suite, le signal, bien que très variable, présente une légère tendance décroissante vers la période actuelle.

III.3. Géochimie des éléments majeurs

La géochimie des éléments majeurs permet une estimation des relations existantes entre les différents éléments et, notamment, de souligner des changements éventuels de source, ou encore de la pédogénèse du bassin versant. Le traitement des données obtenues permet également la reconstitution des proportions des différentes fractions (Arnaud, 2005) : carbonates, silicates, matière organique et, sous certaines conditions, carbonates détritiques.

III.3.1. Relations inter-éléments

Afin d'étudier la source des éléments majeurs, chacune des espèces, mesurées sous forme oxyde, est comparée à la concentration en SiO_2 , supposé d'origine détritique.

Les fortes corrélations existant entre les différents éléments et SiO_2 (figure 43), suggèrent une contribution négligeable de la silice biogène sur l'ensemble de la période étudiée.

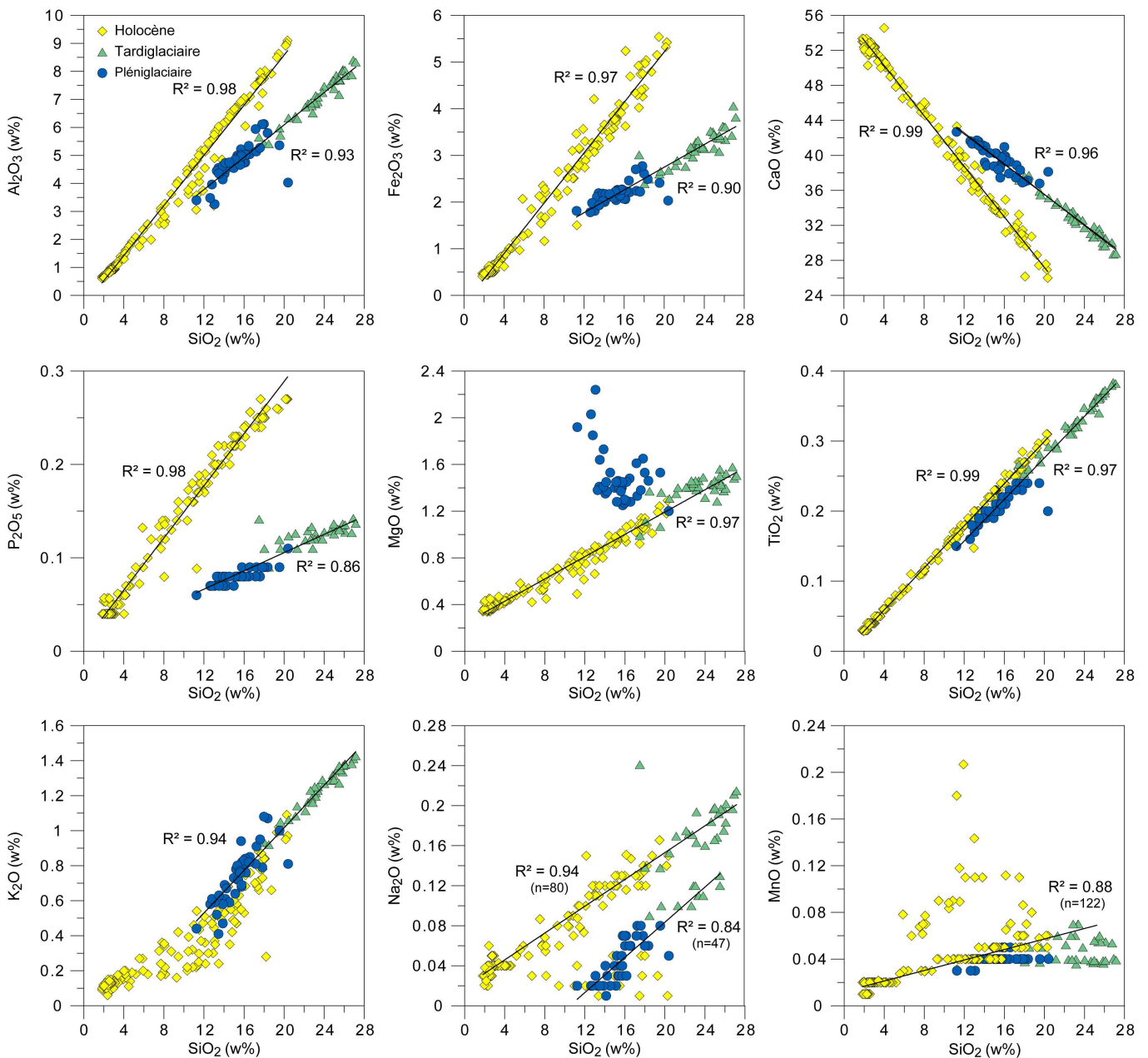


Figure 43. Diagrammes de Harker.

Malgré ces très fortes corrélations avec la silice, les différentes espèces chimiques indiquent des relations variables selon les périodes et les éléments chimiques considérés (figure 43).

Deux principaux types de comportements sont observés :

- Deux corrélations linéaires très élevées avec la silice, avec une transition qui s'opère à l'Holocène (**T3-11 300 cal BP**). Ce comportement concerne Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , TiO_2 et, suivant une anticorrélation, CaO . Ceci traduit une même origine détritique pour l'ensemble de ces éléments.
- Une corrélation linéaire élevée, unique pour l'ensemble de la séquence : ce cas s'applique à K_2O et MnO . Des écarts par rapport à la tendance linéaire, plus ou moins importants, sont principalement observés durant l'Holocène.

Deux éléments semblent avoir des comportements particuliers vis-à-vis de la silice :

- Na_2O : cet élément relativement difficile à mesurer en raison de sa mobilité, se caractérise par deux relations différentes, dont la transition s'effectue au cours du Tardiglaciaire (**T1a-15 900 cal BP**). Les écarts par rapport à ces deux tendances linéaires sont les plus importants au cours de l'Holocène.
- MgO : cet élément apparaît très fortement lié à la concentration en silice sur l'ensemble de la séquence, exception faite du Pléniglaciaire (**de la base à T1-18 500 cal BP**), période durant laquelle silice et magnésium ne présentent aucun lien significatif. Le magnésium est donc principalement issu du bassin versant et plus précisément de la phase carbonatée, dans la mesure où il ne présente pas de variation à la transition Tardiglaciaire-Holocène (**T3- 11 300 cal BP**), contrairement aux éléments associés à la phase silicatée (Al_2O_3 , Fe_2O_3).

L'existence de ces corrélations entre SiO_2 et les différents éléments majeurs, indique que leur origine est principalement détritique (à l'exception de CaO).

a) Les enrichissements et appauvrissements en éléments majeurs

Afin d'appréhender les enrichissements et appauvrissements éventuels (écarts par rapport à la tendance), les teneurs observées ($[X]_{MES}$) ont été comparées à des teneurs théoriques ($[X]_{TH}$) établies à partir des équations des régressions linéaires. Cette comparaison permet de déterminer les périodes de perte ou d'enrichissement de ces éléments par rapport à la concentration en SiO_2 mesurée. Les variations des résidus fournissent des indications quant à l'altération de la phase silicatée (lessivage).

Ce calcul permet d'éliminer le bruit de fond du signal associé aux variations de concentration en SiO_2 .

$$Résidu = [X]_{MES} - [X]_{TH}$$

Les formes MnO et P_2O_5 étant des éléments associés à la matière organique et à la chimie de la colonne d'eau du lac, les résidus de ces éléments seront abordés dans le chapitre V.

L'observation des résidus des éléments d'origine détritique souligne des comportements très variables en fonction des périodes et des éléments considérés (figure 44).

- Depuis **la base** de la séquence jusqu'à **T0a (10,33 m)**, l'ensemble des résidus indique que les valeurs théoriques sont conformes aux valeurs mesurées, à l'exception de MgO , dont le comportement diffère. En effet, l'absence de corrélation, entre SiO_2 et MgO au cours du Pléniglaciaire (**de la base à environ T1-18 500 cal BP**) ne permet pas l'estimation du résidu (figure 43). Cette distinction est très probablement la conséquence de l'occurrence de dolomite durant cette période (figure 38). A noter également que l'aluminium présente un appauvrissement par rapport à SiO_2 depuis la base jusqu'à **T0 (11,71 m)**. Cette tendance peut être expliquée par la minéralogie (figure 38), qui indique, pour cette même période, une quantité de quartz plus élevée que lors de la période suivante.

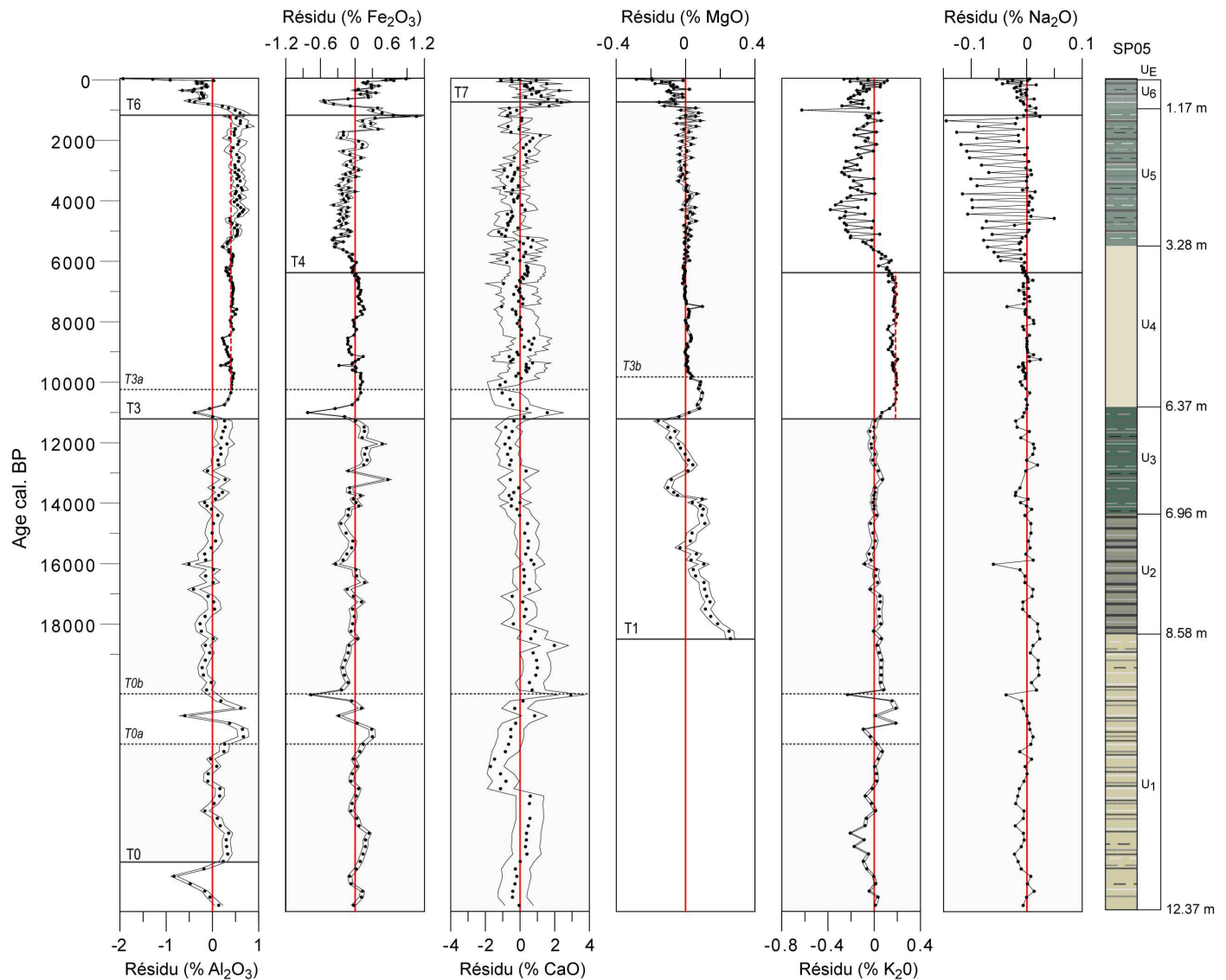


Figure 44. Résidus (%) des éléments représentatifs du détritisme en fonction de l'âge. Les zones grisées indiquent les périodes où les valeurs théoriques sont conformes aux valeurs mesurées.

- De **T0a à T0b (10,33-9,65 m)**, Al_2O_3 , Fe_2O_3 et K_2O soulignent une « instabilité » de la chimie du sédiment avec, toutefois, une tendance à l'enrichissement par rapport à SiO_2 . Le CaO présente un enrichissement à **T0b**. Cet intervalle correspond donc très probablement à une augmentation des apports silicatés.
- De **T0b (9,65 m) à T3 ($\approx 11\,300$ cal BP)**, les différents éléments, à l'exception de MgO , semblent bien corrélés à SiO_2 ; MgO diffère, puisqu'il n'est corrélable à SiO_2 qu'à partir de **T1 ($\approx 18\,500$ cal BP)**. De plus de **T1 à T3**, cette relation entre MgO et SiO_2

apparaît instable, conséquence probable de l'occurrence de dolomite au cours de cet intervalle (figure 38).

▪ De **T3 à T6 (≈ 11 300-1 200 cal BP)** : la transition T3 est suivie, durant une courte période, d'un appauvrissement en Al_2O_3 et Fe_2O_3 , et d'un enrichissement en CaO. L'enrichissement en CaO suggère un épisode de forte production de carbonates authigènes, induisant une dilution des concentrations en éléments majeurs. Cette période de perturbation s'achève avec la transition **T3a (≈ 10 200 cal BP)**. Dans les cas de MgO et de K_2O , l'enrichissement observé est un artéfact lié au choix de la régression linéaire ; les résidus soulignent une déviation constante par rapport à la courbe théorique. Dans le cas de MgO, cette déviation prend fin avec la transition **T3b (≈ 9 850 cal BP)** alors que pour K_2O , elle perdure jusqu'à **T4 (6 300 cal BP)**. Le même phénomène est observé au niveau de Al_2O_3 sur une période s'étendant de **T3a à T6 (≈ 10 200-1 200 cal BP)**. Il ne s'agit donc pas d'un enrichissement relatif à SiO_2 , mais d'un biais inhérent au choix de la régression linéaire.

A partir de la fin de cette période de transition (**T3-T3b. 11 300-9 850 cal BP**), l'ensemble des résidus indique des relations stables entre les proportions de SiO_2 et les différents éléments majeurs, impliquant un lien très fort entre la silice et chacun des éléments. Cette stabilité perdure jusqu'à **T6 (1 200 cal BP)** pour Al_2O_3 et **T7 (750 cal BP)** pour CaO et MgO. Les éléments tels que Na_2O , K_2O et Fe_2O_3 , indiquent une tendance à l'appauvrissement, bien que le signal présente des pulses réguliers. Dans le cas de Fe_2O_3 et de K_2O , cette tendance à l'appauvrissement se réduit à l'approche de **T6 (1 200 cal BP)**. Cette évolution indique un fort lessivage des éléments et donc une altération accrue du bassin versant.

▪ A partir de **T6 (1 200 cal BP)**, les valeurs théoriques de l'ensemble des éléments ne sont plus conformes aux mesures. Ces éléments, à l'exception de CaO, présentent un appauvrissement s'opérant à partir de **T7 (750 cal BP)**. L'enrichissement en CaO suggère un développement de la production authigène qui, comme précédemment, induit une dilution des concentrations en éléments majeurs.

b) Observation de la rythmicité

Au cours des six derniers millénaires (0-3,64 m) les éléments tels que Na_2O , K_2O et, dans une moindre mesure, MgO (figure 45), se caractérisent par une rythmicité dans leur évolution (le modèle d'âge étant linéaire sur cet intervalle ; voir figure 32, p.62). Ainsi, on observe une alternance de niveaux appauvris en Na_2O et légèrement enrichis en MgO , auxquels sont associés des teneurs en K_2O proches des valeurs théoriques, traduisant un enrichissement en K_2O . Ces niveaux semblent correspondre à de brèves phases de réduction du lessivage des sols du bassin versant.

Cette signature caractéristique est présente à partir de **6 000 cal BP**, puis semble se modifier, voire disparaître à partir de **1 200 cal BP (T6)**. Ces variations paraissent périodiques. Toutefois, le pas d'échantillonnage ne permet pas une estimation précise d'une périodicité mais une approximation demeure possible. L'existence avérée de ces niveaux particuliers, identifiés lors de l'étude d'autres marqueurs, ainsi que la périodicité de ces niveaux, seront discutées ultérieurement (Chapitre IX).

III.3.2. Quantification des carbonates détritiques

La spécificité du lac Saint-Point réside dans la nature de son bassin versant composé exclusivement de carbonates (voir chapitre I.2). La fraction silicatée est dès lors mineure, et correspond au résidu insoluble des carbonates du bassin versant, produit directement par l'érosion et transporté par les écoulements de surface, ou via la dégradation des sols, ces derniers contenant également une fraction silicatée d'origine éolienne (présence de plagioclases dans les sols actuels ; Pochon, 1978 ; Jouaffre, 1989).

Dans ce type de système, le signal détritique déterminé par la seule fraction silicatée, ne fournit qu'une information incomplète de l'érosion globale du bassin versant. De plus, les teneurs des éléments chimiques associés au silicates (Arnaud *et al.*, 2008) peuvent s'avérer fortement diluées, notamment lors des phases de forte production authigène, ce qui engendre une incertitude analytique plus importante quant à leurs quantifications.

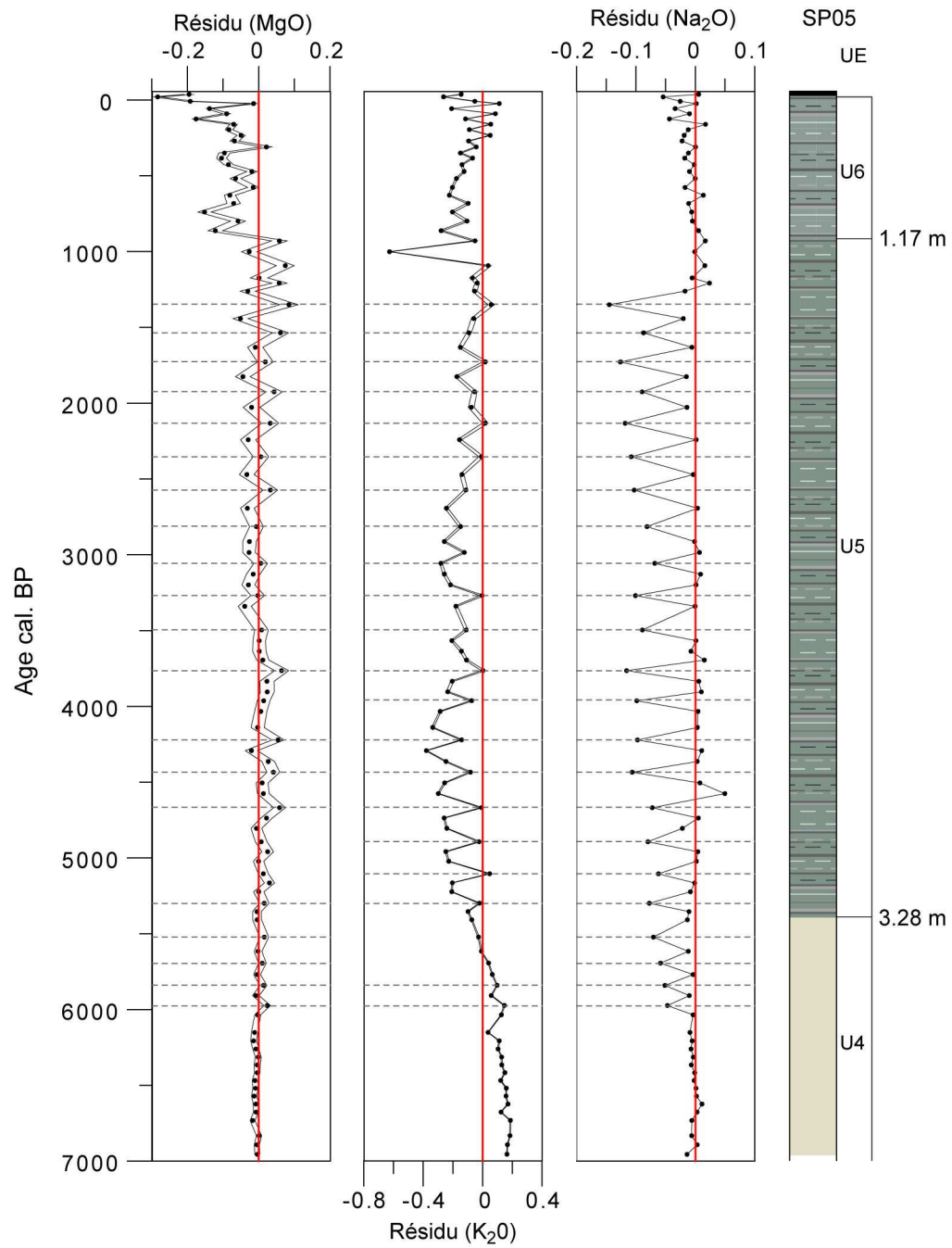


Figure 45. Evolution des résidus de MgO, Al₂O₃ et Na₂O au cours des 7 000 dernières années.

Pour pallier ce biais, une estimation des carbonates détritiques est effectuée à partir des corrélations observées entre les teneurs en calcium et magnésium du sédiment (figure 46).

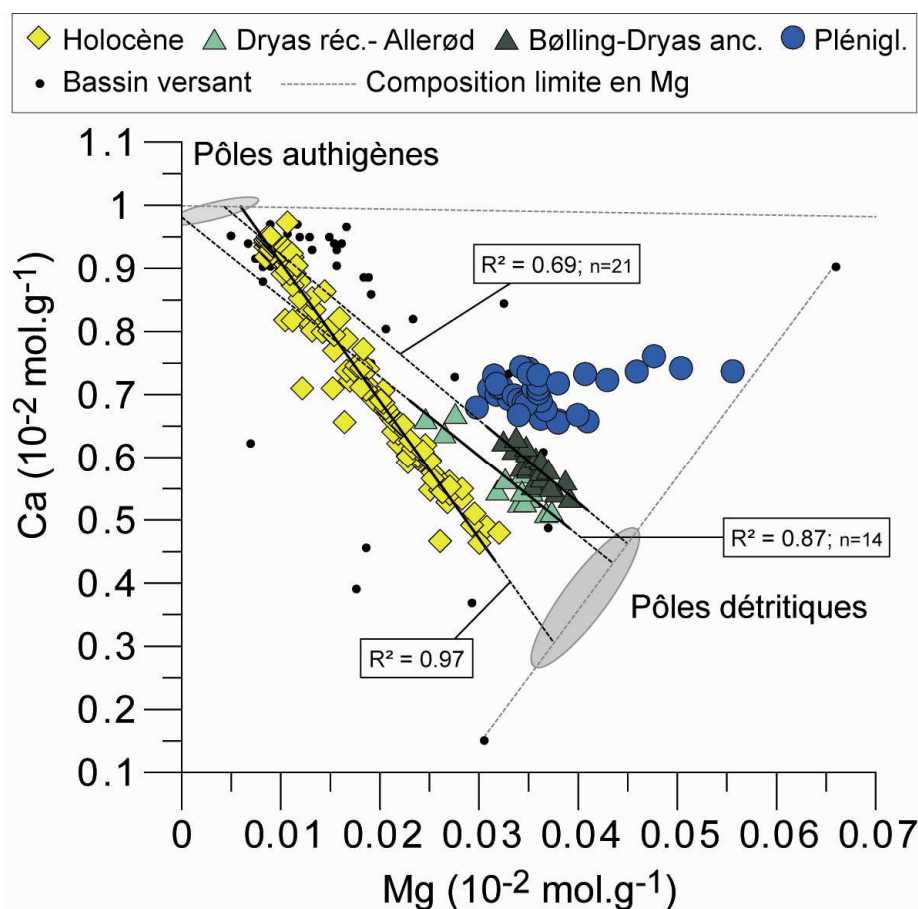


Figure 46. Relations entre calcium et magnésium en fonction des périodes considérées ; détermination des compositions en calcium et magnésium des pôles carbonatés authigènes et détritiques ; les points du bassin versant correspondent aux signatures Ca/Mg des roches du bassin versant (données Bichet, 1997 ; Richard, 1992).

Les relations entre ces deux éléments sont variables au cours des périodes. En effet, une absence de corrélation est observée pour le Pléniglaciaire (base de la séquence jusqu'à **T1-18 500 cal BP**) et les corrélations observées lors du Tardiglaciaire (**T1-T3 ; ≈ 18 500 cal BP-11 300 cal BP**) demeurent relativement faibles et peu significatives, compte tenu des effectifs considérés. *A contrario*, la corrélation entre Ca et Mg apparaît très élevée pour la période holocène.

L'utilisation de ces corrélations dans le cadre d'une estimation des teneurs en carbonates authigènes implique trois hypothèses :

- Une absence ou une très faible proportion de calcite magnésienne authigène : actuellement les faibles teneurs en magnésium des eaux du Doubs semblent confirmer cette hypothèse (Calmels, 2007 ; Rodot, 2006).
- L'absence d'une contribution ponctuelle de couches géologiques riches en magnésium dans le détritisme, perturbant la signature moyenne Ca/Mg du pôle détritique : l'occurrence de dolomite a été mise en évidence (figure 38) ; néanmoins, ces occurrences demeurent très faibles en proportions et n'interviennent qu'au cours du Tardiglaciaire et du Pléniglaciaire.
- L'absence d'une contribution en calcium en provenance des silicates, notamment les plagioclases : là encore, bien que présents au cours de certaines périodes, leur contribution est très largement inférieure à celle de la calcite (figure 38).

Sous ces conditions, la fraction carbonatée des sédiments se compose d'un mélange bipolaire, c'est-à-dire un assemblage de carbonates détritiques, riches en magnésium, et de carbonates authigènes, pauvres en magnésium (Richard, 1992 ; Bichet, 1997). Il est dès lors possible de calculer les proportions de carbonates détritiques et authigènes à partir des régressions linéaires observées entre Ca et Mg (figure 46).

En supposant que le pôle carbonaté détritique ait une composition limite correspondant à la teneur maximale en Mg et à la teneur minimale en Ca des roches du bassin versant (données Bichet, 1997), il est possible d'estimer la composition Ca-Mg de ce pôle. Le pôle authigène sera déterminé par la teneur maximale en Ca pouvant être atteinte suivant la régression linéaire considérée et la formule structurale de la calcite (soit au maximum $0,999 \cdot 10^{-2}$ mole pour 1 g de carbonate, dans le cas d'une calcite non magnésienne).

Enfin, d'après la composition en Ca-Mg de ces pôles, les proportions de carbonates détritiques et authigènes sont calculées à partir de l'équation de mélange suivante (Langmuir *et al.*, 1978) :

$$Ca_M = f \times Ca_A + (1 - f) \times Ca_D$$
$$\text{avec } f = \frac{Ca_M - Ca_D}{Ca_A - Ca_D}$$

Ca_M : teneur en calcium (mol.100 g⁻¹) du mélange

Ca_A : teneur en calcium (mol.100 g⁻¹) du pôle authigène

Ca_D : teneur en calcium (mol.100 g⁻¹) du pôle détritique

f : fraction de carbonates authigènes par rapport au mélange.

a) Les limites du modèle de quantification des carbonates

Différents biais sont inhérents au mode de calcul. La composition des pôles, variable au cours du temps (et probablement sur de courtes périodes), est la principale source d'erreur de cette quantification. Deux configurations principales peuvent se présenter ou même se combiner (figure 47) :

- Seul le pôle authigène varie (figure 47, cas a) : dans ce contexte où les teneurs en Mg du sédiment demeurent très inférieures à celles en Ca, la seule variation de la composition en Mg du pôle authigène n'aura qu'un impact mineur sur l'évaluation des différentes fractions (erreur de quelques pourcents). Pour qu'il y ait une réelle influence d'un changement de chimie du pôle authigène, il faudrait un enrichissement considérable en Mg de ce pôle.
- Le pôle détritique varie (figure 47, cas b) : il s'agit là de la source principale d'erreur. En effet, le pôle détritique correspond à une signature Mg-Ca moyennant les signatures des différentes roches du bassin versant. Ces dernières peuvent intervenir en proportions variables dans l'assemblage détritique au cours de la période étudiée. Ainsi, pour un échantillon donné, une variation de composition Mg-Ca du pôle détritique, même faible, aura pour conséquence une surestimation ou une sous-estimation non négligeable des

proportions des différentes fractions. La sous-estimation de la fraction détritique interviendra dans le cas d'une diminution de la teneur en Ca du pôle détritique au profit de Mg, alors que les cas de surestimation interviendront lors d'un enrichissement en Ca de ce pôle. Ce type de variation ne pourra être identifié aisément, à moins d'un changement important de la source.

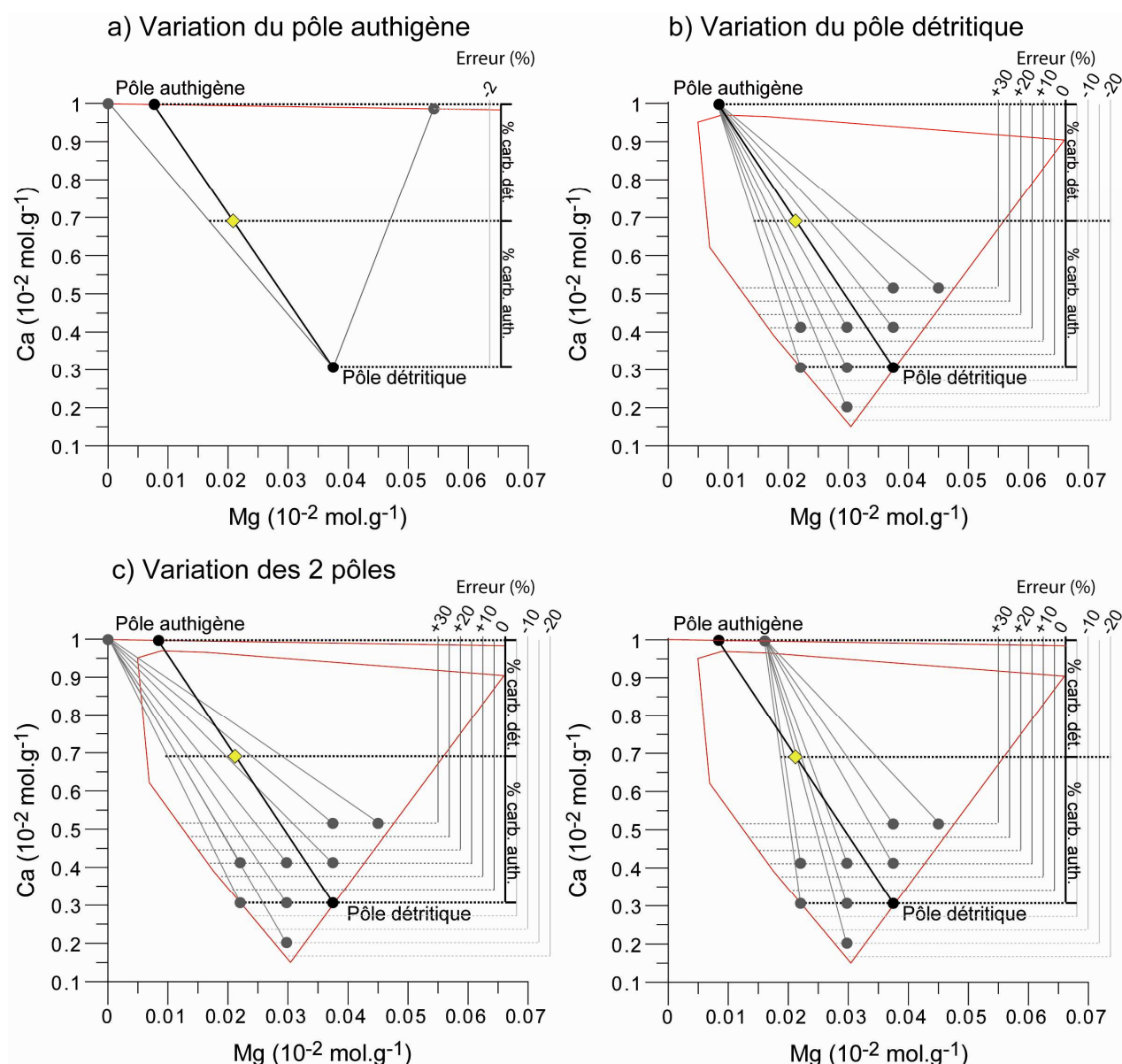


Figure 47. Evaluation du pourcentage d'erreur dans la quantification des fractions carbonatées détritiques et authigènes lors d'une mauvaise détermination des pôles ; ces incertitudes sont calculées pour différentes compositions des pôles, appliquées à un échantillon de signature Ca-Mg et de composition en carbonates détritiques et authigènes connue ; les pourcentages d'erreur positifs indiquent une surestimation de la part réelle des carbonates authigènes et les pourcentages négatifs une sous-estimation ; les lignes rouges matérialisent les compositions limites des pôles.

b) Éléments de validation du modèle

Les fractions ainsi reconstituées indiquent une très nette corrélation entre les détritismes silicaté et carbonaté (figure 48). De même, les teneurs en carbonates authigènes apparaissent anti-corrélées à l'évolution de la fraction silicatée. Ces deux relations attestent d'une évolution cohérente des fractions carbonatées authigènes et détritiques. Néanmoins, une augmentation plus rapide de la fraction silicatée par rapport à la fraction carbonatée détritique est observée au cours du Tardiglaciaire et de l'intervalle **T4b-T7 (4 600-750 cal BP)**.

Dans le cas de la période tardiglaciaire, l'observation de la relation entre Mg et la proportion de carbonates détritiques est relativement malaisée, ce qui explique cette variation. Concernant l'intervalle **T4b-T7**, la corrélation entre les pourcentages de carbonates détritiques et le magnésium ne varie pas, il ne s'agit donc pas d'un effet de changement de pôle, mais plutôt d'un détritisme silicaté en excédent au cours de cette période.

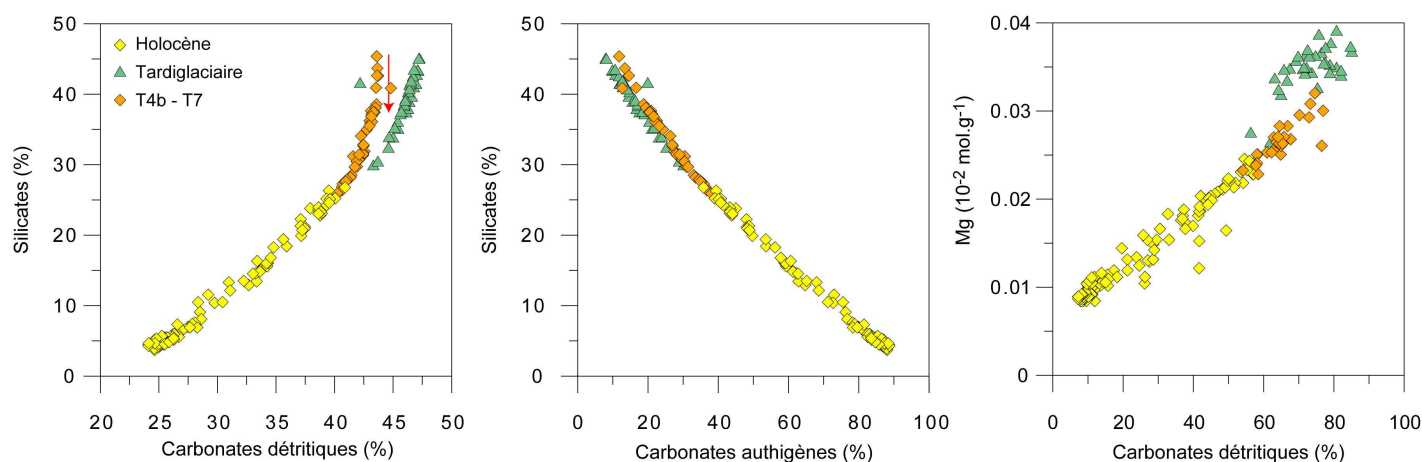


Figure 48. Relation entre les teneurs en carbonates détritiques et authigènes, et la fraction silicatée.

III.3.3. Reconstitution de la composition du sédiment et des différents flux

A partir de la détermination des fractions carbonatées authigènes et détritiques, ainsi que des diverses teneurs en éléments majeurs, il est possible de quantifier les différentes fractions du sédiment : silicates, carbonates détritiques, carbonates authigènes et matière organique.

Le pourcentage de LOI (*Loss on Ignition*) correspond au pourcentage massique de CO_2 dégagé lors de la pyrolyse de l'échantillon. Ce pourcentage représente donc à la fois le CO_2 associé à la combustion de la matière organique, mais également celui associé à la destruction des carbonates ; ces derniers sont mesurés sous la forme CaO . A partir de ces deux mesures, il est possible de recalculer les proportions en matière organique et carbonates, moyennant l'erreur analytique de la mesure, qui est de l'ordre de 2 % sur ce type d'échantillon.

La teneur en calcium associée à la présence de plagioclases est négligée, en raison de leurs faibles abondances (figure 38).

Détermination des pourcentages en silicates ($\%Silicate$), carbonates ($\%CaCO_3$) et matière organique ($\%Corg$) :

$$\begin{aligned} \%CO_2(L.O.I.) &= \%CO_2(carb) + \%CO_2(m.o.) & \%Corg &= nCO_2(m.o.) \times M(C) \\ nCO_2(carb) &= nCaO & \%CaCO_3 &= nCaO \times M(CaCO_3) \\ nCO_2(m.o.) &= nCaO - nCO_2(L.O.I.) & \%Silicate &= 100 - (\%Corg + \%CaCO_3) \\ nCorg &= nCO_2(m.o.) \end{aligned}$$

n : représente le nombre de moles pour 100 g de sédiment

M : la masse molaire des différentes entités.

Détermination des teneurs en carbonates détritiques ($\%CaCO_{3(D)}$) :

$$\%CaCO_{3(D)} = (f - 1) \times \%CaCO_3$$

f : fraction carbonatée authigène.

La reconstitution des différentes fractions (figure 49) ainsi obtenues, présente les mêmes transitions que celles observées lors de l'étude de la minéralogie (figure 38), attestant de la validité de la méthode de calcul. Toutefois, les amplitudes diffèrent en raison de l'erreur analytique, mais également d'une différence de pas d'échantillonnage ; les mesures de géochimie ont été effectuées sur la série 2, alors que la minéralogie est établie sur la série 1 uniquement (voir chapitre II.5).

Cette reconstitution des parts relatives des fractions est néanmoins sujette à des effets de dilution des signaux, effets associés à la présence de carbonates authigènes. Afin de pallier ce biais, et, ainsi, d'appréhender les variations réelles des apports détritiques, les concentrations sont converties en flux (figure 49). Cette conversion est basée sur les mesures de densité (voir chapitre II.2) et le taux de sédimentation de la séquence (voir chapitre II.3) :

$$\phi = d \times T$$

ϕ : flux sédimentaire total en $\text{g.cm}^{-1}.\text{a}^{-1}$

d : densité gamma

T : taux de sédimentation en cm.a^{-1}

Les valeurs de flux constituent les facteurs correctifs appliqués aux pourcentages des différentes fractions. L'évolution du flux de carbonates authigènes sera traitée dans le chapitre V.

Les flux détritiques carbonatés et silicatés sont des indicateurs de la productivité sédimentaire du bassin versant donc de l'érosion. Dans ce contexte à faibles taux de sédimentation, les flux détritiques totaux varient de $10 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$ au minimum (de **T3 à T3a ; $\approx 11\ 300$ - $10\ 200$ cal BP**) à une valeur maximale de $180 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$, atteinte au cours du dernier siècle (figure 49). Ces flux détritiques sont dominés par les carbonates sur l'ensemble de la période étudiée.

En l'absence de corrélation entre Mg et Ca, et de point d'ancrage chronologique au cours de la période antérieure à **T1 ($\approx 18\ 500$ cal BP)**, les flux détritiques n'ont pu être établis sur cette période.

L'évolution des flux détritiques révèle cinq périodes principales de variation (figure 49) :

- De **T1 à T2 ($\approx 18\ 500$ cal BP- $14\ 400$ cal BP)** : le flux détritique total est élevé, atteignant jusqu'à $102 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$, et évolue en deux temps : une augmentation des flux depuis 50 jusqu'à $102 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$ (**T1a ; $\approx 15\ 900$ cal BP**), puis une chute de plus de 50 %, s'effectuant en 1 500 ans (**de T1a à T2 ; $\approx 15\ 900$ - $14\ 400$ cal BP**). Le flux

silicaté, bien qu'ayant une évolution similaire au flux carbonaté, se distingue par une chute légèrement plus tardive par rapport au flux de carbonates détritiques (**T1a'-15 700 cal BP** ; déphasage de l'ordre de 200 ans).

- De **T2 à T3** (\approx **14 400-11 300 cal BP**) : le flux détritique total est faible, en moyenne $30 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$, et caractérisé par une légère tendance décroissante. Cette évolution est plus nuancée au niveau du flux silicaté. En effet de **T2a à T2b** (\approx **13 500-12 900 cal BP**), le flux détritique se caractérise par des valeurs légèrement inférieures, diminution qui, bien qu'observée dans le flux de carbonates détritiques, apparaît accentuée dans le flux silicaté.

- De **T3 à T3c** (\approx **11 300-9 400 cal BP**) : cet intervalle se caractérise par un détritisme très faible de l'ordre de $10 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$. Cette brève période se décompose en deux phases : une première correspondant à la période **T3-T3a** (\approx **11 300-10 200 cal BP**), période durant laquelle le détritisme atteint les valeurs les plus faibles, le détritisme silicaté étant quasiment nul ($<5 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$) ; puis l'intervalle **T3a-T3c** (\approx **10 200-9 400 cal BP**), caractérisé par une légère augmentation des flux détritiques, plus accentuée au niveau de la fraction carbonatée détritique (évolution depuis $5 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$ vers $15 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$). La transition **T3c**, outre le fait qu'elle indique un changement des flux, est également associée à un évènement détritique, enregistré sur une période de 300 ans. Cet évènement semble être de plus forte amplitude au sein de la fraction carbonatée détritique que de la fraction silicatée.

- De **T3c à T4** (\approx **10 200-6 300 cal BP**) : le flux détritique total tend à se stabiliser suivant des valeurs proches de celles observées lors de l'intervalle **T2-T3** (\approx **14 400-11 300 cal BP**), soient des valeurs avoisinant $20 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$. Le flux silicaté demeure très inférieur au flux carbonaté. A partir de **T3e** (**7 650 cal BP**), les flux détritiques s'accroissent fortement en l'espace de 800 ans : le flux de carbonates détritiques évolue de 11 à $27 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$, et le flux silicaté est doublé ; cette transition **T3e** précède un épisode très bref d'augmentation des flux détritiques (**7 500 cal BP**).

- De **T4 à T5** (**6 300-2 600 cal BP**) : les apports détritiques augmentent légèrement (de 40 à $50 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$). Cette évolution traduit l'augmentation du flux silicaté, dont la part dans le détritisme devient presque équivalente à celle du flux carbonaté détritique ;

ce dernier, quant à lui, demeure relativement stable avec une valeur moyenne de $26 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$.

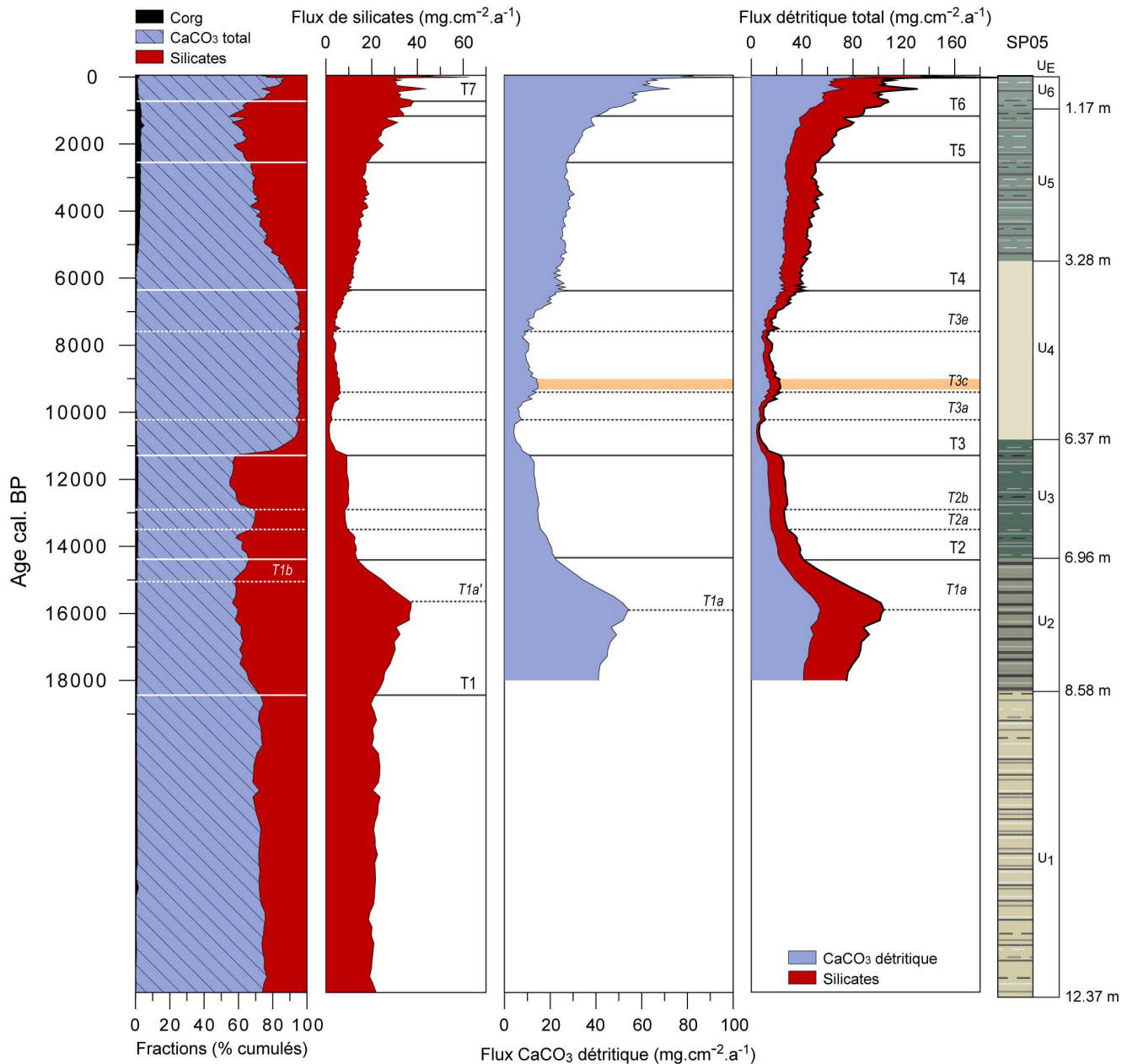


Figure 49. Evolution des concentrations des différentes fractions sédimentaires et des flux détritiques en fonction du temps ; la zone orangée souligne un évènement identifié dans différents enregistrements.

- De T5 (2 600 cal BP) à l'actuel : le détritisme croît rapidement atteignant des valeurs proches de celles observées en base de séquence, soit $105 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$, voire $180 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$ au cours des cinquante dernières années. Cette croissance

s'effectue en deux phases, les deux flux sont doublés dans un même temps, puis, à partir de **T7 (750 cal BP)**, le flux silicaté se stabilise voire décroît légèrement, alors que le flux de carbonates détritiques poursuit sa tendance croissante.

Les flux détritiques indiquent toutefois des pulses d'apports à différents âges : 2 000 cal BP (45 BC), 1 350 cal BP (600 AD), 1 200 cal BP (750 AD), de 850 à 700 cal BP (1100-1250 AD) et 350 cal BP (1600 AD).

III.4. La granulométrie

La granulométrie de la fraction roche totale a été effectuée sur la série 2 d'échantillons alors que la granulométrie des silicates a été mesurée sur la série 1 (voir chapitre II.5), donc suivant une résolution moindre. Les protocoles de Kübler (1987) et Adatte *et al.* (1996) ont été utilisés lors de la décarbonatation des échantillons.

Dans la mesure où le pourcentage représenté par la fraction silicatée dans la roche totale (voir III.3.3) et les distributions granulométriques de la roche totale et des silicates sont connues, il est possible de déterminer la distribution granulométrique de la fraction restante. Cette distribution ainsi reconstituée sera principalement représentative de la distribution des particules carbonatées, puisque les teneurs en matière organique (de l'ordre de quelques pourcents ; voir chapitre IV.I) sont très inférieures à celles des carbonates.

Le pourcentage représenté par chacune des tailles de grain, composant la distribution granulométrique des carbonates, est calculé suivant la formule :

$$Tx_{Carb} = \frac{Tx_{RT} - f_{Sil} \times Tx_{Sil}}{\sum (Tx_{RT} - f_{Sil} \times Tx_{Sil})}$$

Tx_{carb} : % exprimé par rapport à la fraction carbonatée

Tx_{RT} : % exprimé par rapport à la roche totale

f_{Sil} : proportion de silicates présents dans la roche totale (voir III.3.3)

Tx_{Sil} : % exprimé par rapport à la fraction silicatée.

En dépit des incertitudes quant aux pourcentages des classes granulométriques de la fraction carbonatée (calcul basé sur l'estimation de la fraction silicatée par l'analyse en éléments majeurs), les tendances observées peuvent être prises en considération.

La granulométrie de la séquence SP05 (figure 50) apparaît dominée par les silts fins ($<16\text{ }\mu\text{m}$) représentant de 65 à 90 % des tailles observées. Les fractions les plus grossières se composent majoritairement de sables très fins à fins ($<250\text{ }\mu\text{m}$), avec la présence de rares passées sableuses ($<500\text{ }\mu\text{m}$). Cette absence de fraction grossière est la résultante de la position distale du forage par rapport à la source des apports particuliers (le Doubs).

En première approximation, la distribution des tailles de grain et leur classement, fournissent des indications quant à la dynamique de transport des particules. Ainsi, les distributions faiblement classées, comportant une forte présence de particules de tailles grossières, pourront être interprétées comme des indices d'accentuation du régime hydrologique du système. Dans certains cas, cette interprétation pourra s'avérer biaisée, notamment lors de l'évolution des sols.

III.4.1. Granulométrie de la roche totale

L'évolution de la granulométrie de la roche totale souligne une bipartition majeure de la séquence (figure 50). De la base jusqu'à **T4a (5 300 cal BP)**, la granulométrie apparaît dominée par les fractions fines ($<4\text{ }\mu\text{m}$) suivant un classement des particules relativement bon, en dépit d'oscillations intrinsèques à cette période. A partir de **T4a**, la distribution des particules indique le développement des classes grossières et une dégradation du classement des grains. Cette bipartition peut être envisagée soit comme la conséquence d'une accentuation des flux hydriques en provenance du bassin versant, soit comme la conséquence d'une modification de l'érodabilité de ce dernier.

Outre ces deux grandes périodes, la granulométrie de la fraction *roche totale* varie également suivant cinq intervalles (figure 50) :

- De la **base à T1** ($\approx 18\,500$ cal BP) : la sédimentation est dominée par la fraction $<4\,\mu\text{m}$, qui représente en moyenne 79 % des tailles observées. La distribution apparaît très bien classée, et se caractérise par un mode dominant à $1,5\,\mu\text{m}$, ainsi qu'un mode secondaire à $12\,\mu\text{m}$. Au cours de cette période, la fraction $<4\,\mu\text{m}$ décroît légèrement (évoluant de 82 à 71 %), exception faite de l'intervalle compris entre la **base et T0 (11,71 m)** durant lequel cette dernière demeure stable autour de 70 %. Les fractions plus grossières ($16\text{--}63\,\mu\text{m}$) sont en proportions très faibles, voire quasiment absentes dans le cas des tailles $>63\,\mu\text{m}$.
- De **T1 à T3** ($\approx 18\,500\text{--}11\,300$ cal BP) : la contribution des tailles $<4\,\mu\text{m}$ décroît rapidement. Le mode dominant devient le mode à $2,5\,\mu\text{m}$, puis progressivement le mode à $4,6\,\mu\text{m}$. La distribution est plurimodale et de nouveaux modes, plus grossiers, font leur apparition ($44\,\mu\text{m}$ et $121\,\mu\text{m}$). Toutefois, la fraction $>63\,\mu\text{m}$ n'intervient toujours que faiblement dans la composition granulométrique du sédiment. La tendance générale du classement des tailles de grain est à la dégradation, associée au développement des fractions grossières, qui atteignent près de 8 % à partir de **T2** ($\approx 14\,400$ cal BP). Cette période apparaît également ponctuée d'évènements plus grossiers, notamment à la transition **T3** ($\approx 11\,300$ cal BP).
- De **T3 à T4a** ($\approx 11\,300\text{--}5\,300$ cal BP) : la distribution apparaît très bien classée et caractérisée par une décroissance des modes à 12 et $44\,\mu\text{m}$ et une disparition du mode à $121\,\mu\text{m}$. Le mode à $4,6\,\mu\text{m}$, domine très largement la distribution. Au cours de cette période, la fraction $<4\,\mu\text{m}$ constitue la fraction principale et demeure relativement stable autour de 58 %. Les tailles les plus grossières ($>63\,\mu\text{m}$) accusent une baisse importante de leurs proportions, et ne sont, dès lors, présentes que sous forme de pulses dont les principaux s'enregistrent à **T3a** ($\approx 10\,200$ cal BP) et aux environs de **9 400 et 9 100 cal BP**.
- De **T4a à T7** ($5\,300\text{--}750$ cal BP) : le sédiment présente une alternance de niveaux fins et de niveaux grossiers, avec une tendance générale à l'augmentation de la taille des

grains. La fraction $<4\ \mu\text{m}$ décroît de 10 % en moyenne au cours de cette période, au profit des tailles $>63\ \mu\text{m}$. Les spectres révèlent un classement de mauvaise qualité ; un mode dominant à $4,6\ \mu\text{m}$ se maintient et le mode à $121\ \mu\text{m}$ se développe.

- De **T7 (750 cal BP)** à **l'actuel** : cette période se caractérise également par une alternance de niveaux fins et de niveaux grossiers. Les fractions grossières $>63\ \mu\text{m}$, décroissent au profit des fractions fines, mais demeurent proches de 10 %. Enfin, les cinquante dernières années se distinguent par une nouvelle augmentation de la taille des grains, associée au développement des fractions $>16\ \mu\text{m}$.

III.4.2. Granulométrie de la fraction silicatée

Contrairement à la fraction *roche totale*, la fraction silicatée présente un spectre granulométrique plus étendu, de type plurimodal, résultant très probablement de sa diversité minéralogique (figure 50). Les modes principaux de cette fraction correspondent aux modes secondaires, plus grossiers, observés dans la distribution granulométrique de la *roche totale* ($12\ \mu\text{m}$, $44\ \mu\text{m}$ et $121\ \mu\text{m}$).

L'évolution de la granulométrie de cette fraction met en évidence deux ensembles principaux ayant des distributions légèrement différentes. La transition entre ces deux phases correspond à **T3 ($\approx 11\ 300\ \text{cal BP}$)**, soit le début de l'Holocène. La granulométrie de la fraction silicatée associée à la période holocène se distingue de celle observée au cours du Tardiglaciaire par son caractère bimodale très prononcé, lié au développement d'un mode plus grossier ($44\ \mu\text{m}$).

Au sein de ces deux ensembles, il est possible de distinguer cinq périodes principales :

- De la **base à T1b ($\approx 15\ 000\ \text{cal BP}$)** : la fraction $<4\ \mu\text{m}$ se caractérise par une tendance décroissante lente, sa proportion évoluant depuis 68 % jusqu'à 49 %. La fraction $>63\ \mu\text{m}$ demeure absente au cours de cette période. La distribution plurimodale est dominée par un mode à $4,6\ \mu\text{m}$. Néanmoins, la présence de modes secondaires très développés confère à cette distribution un classement relativement faible, avec une tendance à l'amélioration à partir de **T0b (9,65 m)**. La fraction $16\text{-}63\ \mu\text{m}$ est stable autour de 9 %, voire en proportions légèrement plus importantes depuis la base à **T0 (11,71 m)**. La fraction $<4\ \mu\text{m}$ demeure stable autour de 40 % de **T0 à T0b**, puis se

stabilise à 30 % durant l'intervalle **T0b-T1b (9,65-7,17 m / \approx 15 900 cal BP)**. Cette décroissance s'effectue au profit de la fraction 16-63 μ m.

- De **T1b à T3 (\approx 15 900-11 300 cal BP)** : bien que la granulométrie apparaisse variable au cours de cet intervalle, les fractions grossières (16-63 μ m et >63 μ m) tendent à se développer au détriment de la fraction <4 μ m. La distribution est mieux classée que précédemment et le mode dominant devient le mode à 6 μ m. Les modes plus grossiers, déjà observés précédemment, se développent et de nouveaux apparaissent (modes à 44 et 121 μ m). En effet, le pourcentage représenté par la classe >63 μ m augmente brutalement, alors qu'elle est inexistante au cours des périodes précédentes. Cette tendance générale à l'augmentation des classes les plus grossières, est toutefois à nuancer. En effet, l'intervalle **T2b-T3 (\approx 12 900-11 300 cal BP)** se caractérise par une légère diminution des fractions >16 μ m au profit des fractions plus fines.

- De **T3 à T4a (\approx 11 300-5 300 cal BP)** : cette période présente une évolution de la granulométrie très variable. La distribution, plurimodale, révèle un classement faible. Des modes très grossiers se développent à 44 μ m, 121 μ m et 200 μ m. La taille dominante se situe à 12 μ m, hormis au cours de l'intervalle **T3-T3b (\approx 11 300-9 850 cal BP)**, durant lequel, le mode principal est 44 μ m.

La fraction >63 μ m est très présente au cours de cette phase, atteignant jusqu'à 40 % entre environ **8 450 et 8 000 cal BP**, la fraction <4 μ m demeure stable autour de 15 %. A partir de **T4 (6 300 cal BP)**, la contribution de la fraction >63 μ m diminue progressivement au profit de la fraction 4-16 μ m (décroissance de l'ordre de 20 %).

- De **T4a à T7 (5 300-750 cal BP)** : l'évolution de la granulométrie se stabilise. Les spectres sont relativement larges, en raison du caractère plurimodal des distributions. Le mode dominant est 8 μ m, auquel s'ajoute des modes très développés, tels que 44 μ m et 121 μ m. Les différentes fractions demeurent stables : la fraction >63 μ m autour de 11% et la fraction <4 μ m à 17 %.

- De **T7 à l'actuel** : la tendance est à l'accroissement de la taille des grains avec notamment le développement de la fraction >63 μ m (de 9 à 20 %), après une brève chute de sa part relative. La fraction <4 μ m décroît sensiblement, alors que la fraction

4-16 μm enregistre la plus forte décroissance. Les particules apparaissent bien classées, et le mode dominant évolue progressivement de 8 à 12 μm .

III.4.3. Granulométrie de la fraction non-silicatée

La granulométrie de la fraction non-silicatée peut être assimilée à la granulométrie de la fraction carbonatée, dans la mesure où la matière organique constitue une fraction mineure de la sédimentation (de l'ordre de quelques pourcents ; voir chapitre IV.1) ; les modes secondaires grossiers peuvent toutefois être associés à la matière organique.

L'évolution de la distribution granulométrique de cette fraction carbonatée présente des variations similaires à celles observées précédemment dans le signal granulométrique de la *roche totale*. Cette covariance des signaux est le reflet de l'abondance des carbonates dans la composition des sédiments (figures 38 et 49). Cette fraction carbonatée correspond principalement à des particules de la classe $<4 \mu\text{m}$ (55 à 80 %), c'est-à-dire les modes les plus fins de la fraction *roche totale*.

La détermination de la distribution granulométrique des carbonates permet pourtant d'identifier des événements plus grossiers, non détectés dans la granulométrie de la roche totale. Ainsi, deux brefs épisodes, caractérisés par une légère augmentation du pourcentage des classes $>16 \mu\text{m}$ sont détectés entre **7 600 et 7 400 cal BP**, et de manière plus prononcée, entre **6 450 et 6200 cal BP**.

III.4.4. Composition granulométrique de la fraction $>63 \mu\text{m}$

Les fractions les plus grossières sont indicatrices d'événements de type crues, ou d'accentuations du régime hydrologique : les particules grossières seront préférentiellement apportées au bassin lacustre aval lors de l'augmentation du débit du Doubs. Les classes représentées (figure 51) sont exprimées en pourcentages relatifs pour chaque fraction (*roche totale*, silicates et carbonates/matière organique). La fraction non-silicatée correspond dans ce cas à la fraction carbonatée, mais également à la matière organique, généralement associée à des tailles granulométriques élevées.

Les fractions grossières observées sont les suivantes :

- les sables très fins (63-125 μm), majoritaires ;
- les sables fins (125-250 μm), minoritaires ;
- les sables moyens et grossiers (250-500 μm), présents ponctuellement.

Certaines variations de la fraction *roche totale* ne seront pas observables dans les fractions silicatées et non-silicatées, en raison d'une différence de pas d'échantillonnage (fraction *roche totale* : série 2, fractions silicatées et non-silicatées : série 1).

Les fractions grossières varient selon cinq périodes principales (Figure 51) :

- De la **base à T1b ($\approx 15\ 000$ cal BP)** : seuls les sables très fins sont observés de façon discontinue, et suivant des proportions très faibles, de l'ordre de quelques pourcents. Cette fraction granulométrique apparaît composée exclusivement de carbonates (la matière organique étant en proportion très faible, voire absente au cours de cette période ; voir chapitre IV.1). A partir d'**environ 17 700 cal BP**, les sables fins, bien que toujours en faibles quantités (2 %), sont présents en continu.
- De **T1b à T3a ($\approx 15\ 000$ -10 200 cal BP)** : les proportions en sables très fins de la fraction *roche totale* augmentent sensiblement (3 à 6 %) ; les sables fins sont représentés ponctuellement en pourcentages faibles mais significatifs (2 %). Si de **T1b à T2 ($\approx 15\ 000$ -14 400 cal BP)**, ces fractions sont associées à des carbonates (et matière organique), à partir de **T2 ($\approx 14\ 400$ cal BP)**, les silicates contribuent également aux dépôts grossiers. La classe des sables très fins révèle des tendances inverses entre les silicates et les carbonates ; en effet, dans la fraction silicatée, la tendance est à l'augmentation, alors que l'on observe une décroissance au sein de la fraction carbonatée. Enfin, de **T3 à T3a ($\approx 11\ 300$ -10 200 cal BP)**, les différentes fractions grossières décroissent considérablement (de 8 à 1%), voire disparaissent dans le cas de la fraction carbonatée. La transition **T3** semble associée à un bref dépôt grossier, identifié au cours de l'intervalle **11 300-11 150 cal BP**.

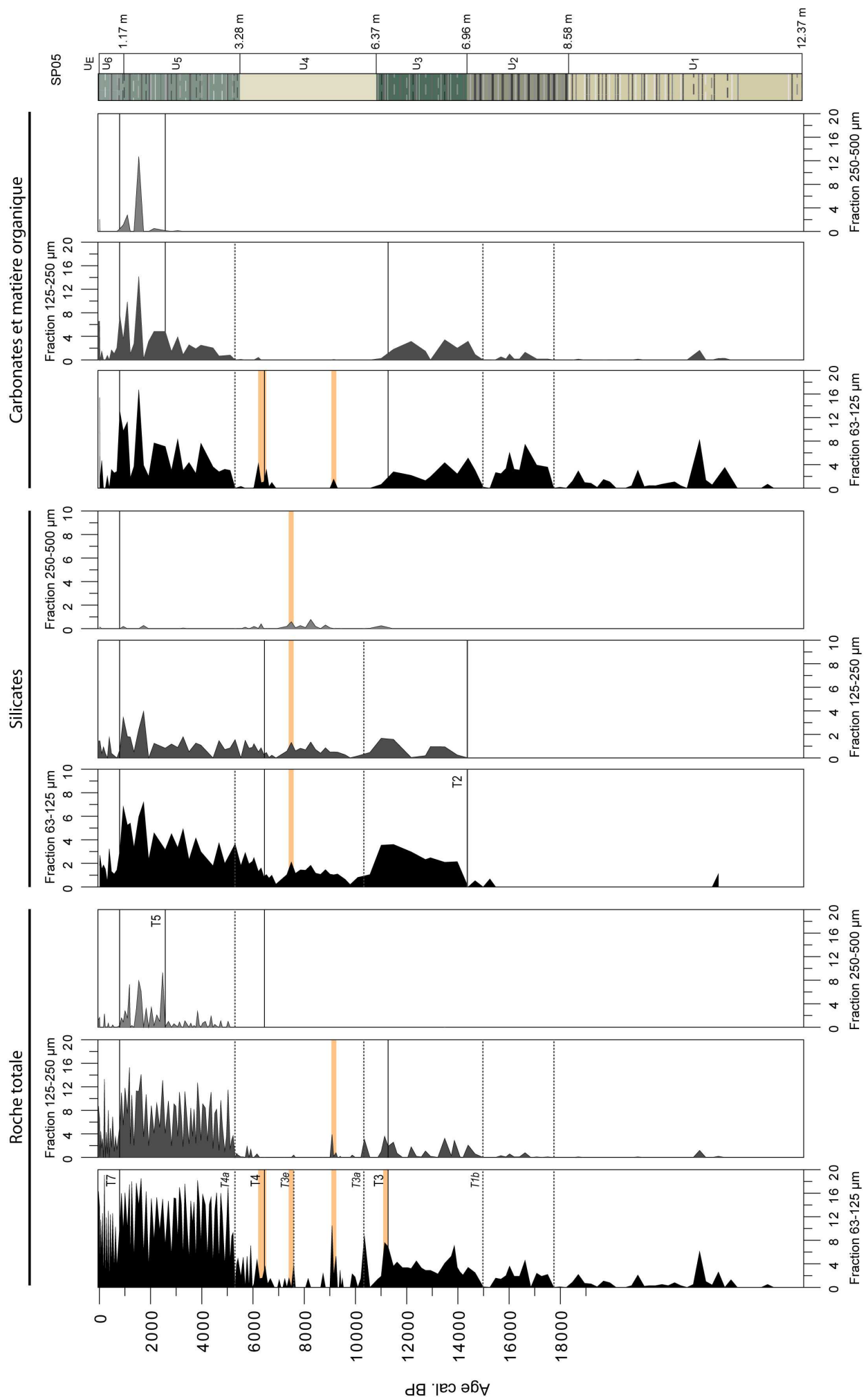


Figure 51. Décomposition de la fraction $>63 \mu\text{m}$ suivant les fractions considérées (*roche totale*, *silicates*, *carbonates-matière organique*)

▪ De **T3a à T4** (**≈ 10 200-6 300 cal BP**) : les sables très fins sont présents sous forme de pulses d'amplitudes variables, le principal atteignant 8 % à **9 100 cal BP**. A partir de **T3e** (**7 650 cal BP**), l'occurrence de ces pulses devient plus fréquente et, dès lors, concerne également la classe des sables fins. Pour des raisons de différences de pas d'échantillonnages, ces pulses n'ont pas toujours de concordance au sein des fractions silicatées et carbonatées. De plus, la présence de silicates, sous forme de sables très fins et fins (voire même de sables), est détectable en raison d'un effet de dilution atténué dans la fraction silicatée, contrairement à la fraction carbonatée. Cet effet est très présent au niveau de la fraction carbonatée dominée par les particules fines. Un dernier dépôt grossier, bien différencié dans la fraction carbonatée, se met en place durant l'intervalle **6 450-6 200 cal BP** ; Il semblerait toutefois qu'au cours de cette période, les fractions les plus grossières soient principalement silicatées.

▪ De **T4 à T7** (**6 300-750 cal BP**) : les classes granulométriques des sables très fins et fins de la *roche totale* se développent progressivement, puis fortement à partir **T4a** (**5 300 cal BP**) ; ces deux fractions enregistrent une augmentation de l'ordre de 10 %. A partir de cette même transition, la fraction sableuse apparaît ponctuellement, en pourcentages faibles dans un premier temps (jusqu'à **T5-2 600 cal BP**), puis en pourcentages relativement élevés (environ 8 %) au cours de l'intervalle **T5-T7** (**2 600-750 cal BP**). L'évolution des proportions de sables très fins entre **T4 à T4a** (**6 300- 5 300 cal BP**) est liée à la fraction silicatée ; il en va de même pour les sables fins. L'intervalle **T4-T7** (**6 300-750 cal BP**), contrairement à la période précédente, est caractérisé par des fractions grossières composées à la fois de silicates et de carbonates (et de matière organique).

▪ De **T7 (750 cal BP) à l'actuel** : les différentes classes granulométriques de la *roche totale* accusent une baisse de leur abondance de l'ordre de 5 %. Cette baisse atteint 10 % de **T7 (750 cal BP) à 600 cal BP**. Cette décroissance semble affecter carbonates et silicates différemment : en effet, alors que les sables très fins et fins silicatés semblent demeurer relativement stables, leurs homologues carbonatés tendent à décroître en abondance, avant de croître à nouveau au cours des cinquante dernières années.

III.4.5. La rythmicité de la granulométrie

L'analyse granulométrique sur *roche totale* met en évidence une alternance à intervalles de temps réguliers de niveaux fins et de niveaux plus grossiers (figures 50-51-52). Ces niveaux fins sont associés à une augmentation de la contribution des particules inférieures à 16 μm . Ce type d'alternance semble présent ponctuellement depuis environ 8 500 cal BP, mais se distingue très nettement à partir de 5 300 cal BP (T4a).

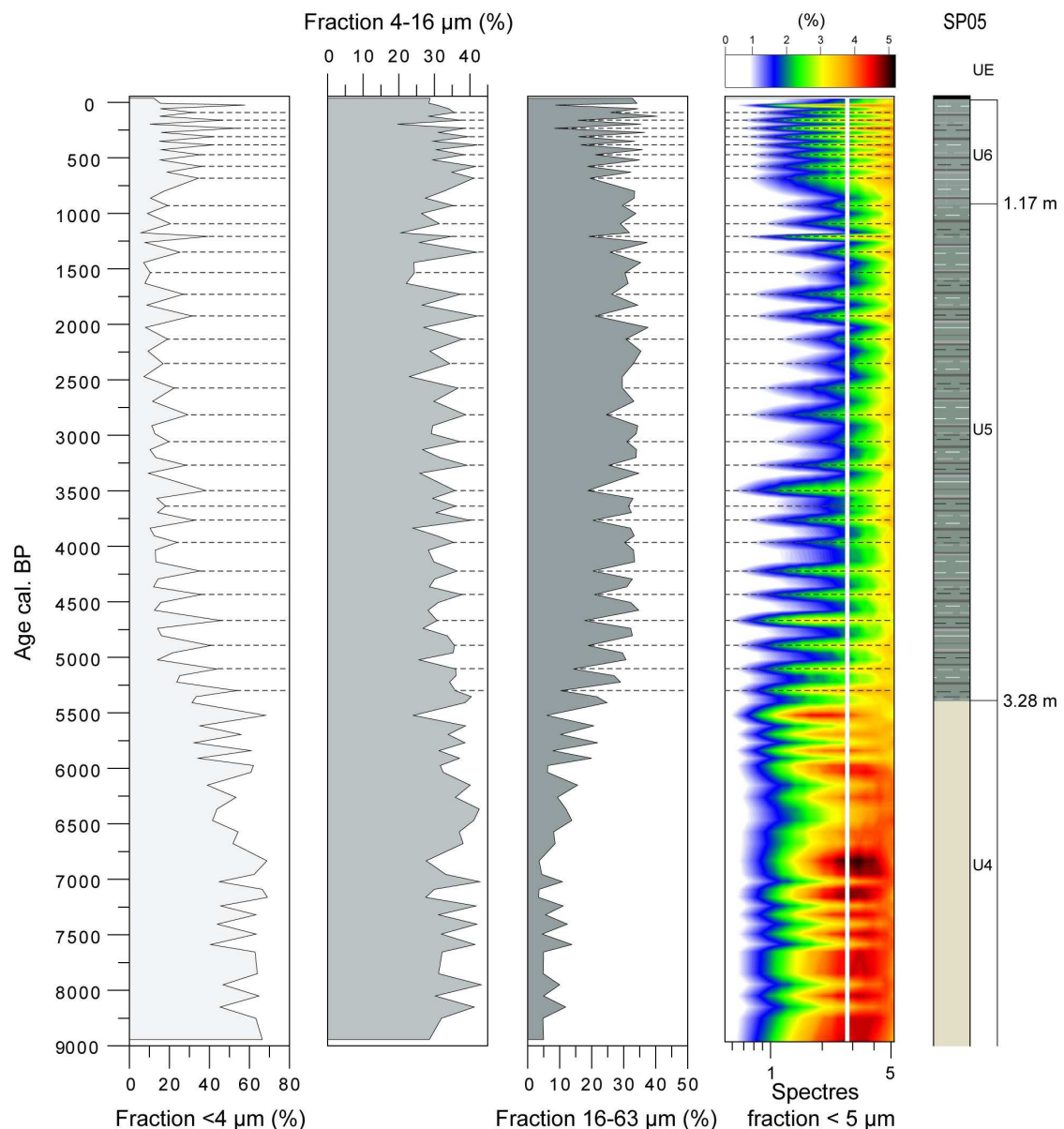


Figure 52. Décomposition de la granulométrie de la fraction *roche totale* au cours des 9000 dernières années.

La périodicité éventuelle de ces niveaux, également identifiés dans l'évolution de la chimie des sédiments, est probablement contrainte par le pas d'échantillonnage de la série et le taux de sédimentation régulier qui caractérise cette période. La légitimité de cette rythmicité sera discutée dans le chapitre IX.

Ces alternances de niveaux « grossiers » et de niveaux « fins » n'ont pu être identifiées dans les distributions granulométriques des silicates et des carbonates, le pas d'échantillonnage étant plus faible (série 1) que pour la fraction *roche totale* (série 2). Toutefois, la plupart des niveaux fins ayant été analysés dans la série 1, il est possible d'identifier leur nature (carbonates ou silicates).

La comparaison des spectres granulométriques associés à ces lamines fines (figure 53) indique que ces niveaux correspondent à une augmentation de l'abondance des modes à 2,8 μm et 5 μm de la *roche totale*. Seuls les spectres granulométriques de la fraction carbonatée présentent ces mêmes modes. Ces niveaux seraient donc liés à de courtes phases d'enrichissement en particules carbonatées, au détriment des particules silicatées, de taille plus grossière.

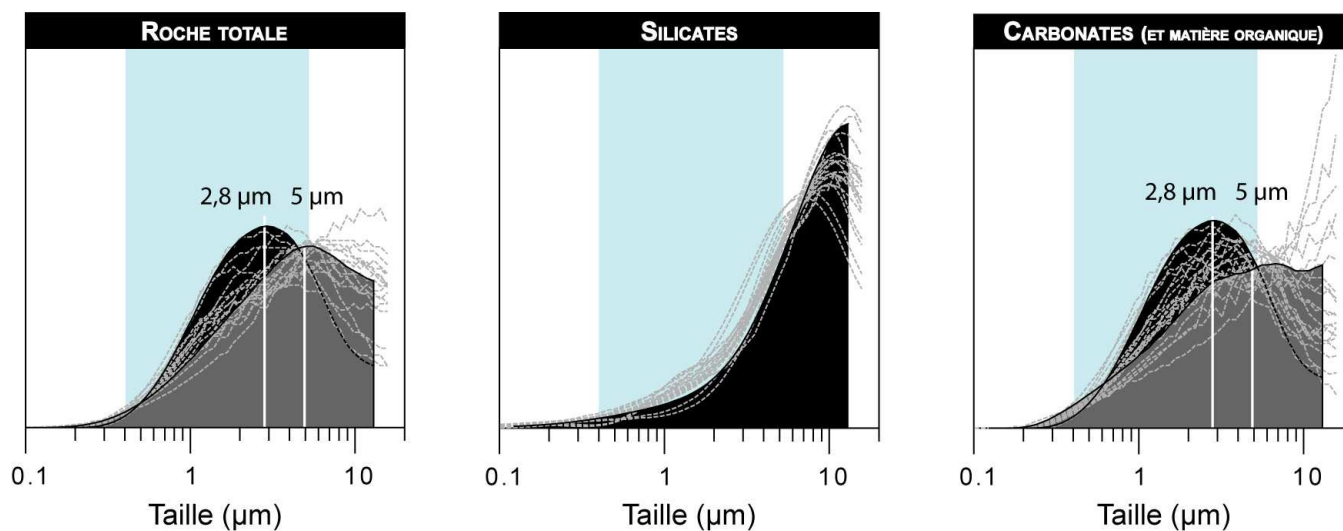


Figure 53. Spectres des lamines fines particulières selon les fractions considérées.

Selon les analyses géochimiques, ces mêmes niveaux correspondraient à des phases de réduction du lessivage des sols (voir III.3), soient des phases légèrement plus arides. Il est donc possible d'envisager ce signal carbonaté comme la conséquence de la diminution de l'abondance des particules silicatées (plus grossières) dans la sédimentation, ce qui permettrait une meilleure lisibilité du signal granulométrique des fractions fines, c'est-à dire des carbonates.

Dans le cas d'une origine authigène prépondérante de ces carbonates, ces lamines contiendraient des marqueurs de courts épisodes d'augmentation de la production authigène, probablement favorisée par des conditions climatiques légèrement plus chaudes.

Chapitre IV

La fraction organique

IV.1. La matière organique

La matière organique observée dans les sédiments lacustres présente deux principales origines : la production autochtone lacustre (algues) et la production du couvert végétal du bassin versant. A ces deux sources principales d'apports peuvent s'ajouter, en proportions bien moindres (<1 %), des contributions d'origine éoliennes (pollen et loess ; Hatté *et al.*, 2001) et héritées du substratum (Di-Giovanni *et al.*, 1998 ; Di-Giovanni *et al.*, 2000). Les particules organiques auront des états de maturation différents selon leur origine et l'évolution du couvert végétal.

L'analyse par pyrolyse Rock-Eval permet d'accéder à des informations quantitatives à travers le TOC (*total organic carbon*) mais également qualitatives par le HI (*hydrogen index*) et le OI (*oxygen index* ; Espitalié *et al.*, 1977 ; Espitalié *et al.*, 1985a ; 1985b). Ces deux derniers paramètres sont corrélés respectivement aux rapports H/C et O/C, généralement utilisés pour caractériser la maturité de la matière organique (Espitalié *et al.*, 1977).

Le HI correspond à la quantité d'hydrocarbures libérés lors de la pyrolyse, alors que OI est associé à la quantité de CO₂ dégagée. D'après le diagramme pseudo-Krevelen, la matière organique d'origine terrestre se caractérise par des OI très variables et de faibles HI (de l'ordre de 100 mg CO₂/ g TOC), alors que la matière organique de type algaire présente principalement des valeurs de HI supérieures à 400 mg HC/ g TOC, associées à des OI généralement faibles (Ariztegui *et al.*, 1996 ; Steinmann *et al.*, 2003).

A ces effets de sources viennent s'ajouter des effets « dynamiques » tels que la maturation/biodégradation de la matière organique dans la colonne de sol ; ces processus tendent à enrichir la matière organique en OI et à l'appauvrir en HI (Disnar *et al.*, 2003).

Enfin, la matrice sédimentaire peut également modifier la signature en HI notamment lorsque les échantillons contiennent peu de matière organique et des phases argileuses telles

que l'illite. En effet, cette dernière peut induire une baisse de HI par rétention et déshydrogénation des particules organiques lors des phases les plus avancées de la pyrolyse (Espitalié *et al.*, 1985b ; Disnar *et al.*, 2003).

IV.1.1. Evolution des teneurs en matière organique

La teneur en matière organique des sédiments (TOC) est faible sur la majorité de la période étudiée (figure 54) ; elle varie entre 0,4 % et 3,8 %. La quantité de matière organique étant inférieure à 0,3 % depuis la **base** de la séquence jusqu'à la transition **T2 (14 400 cal BP)**, les informations quantitatives et qualitatives de cet intervalle n'ont pas été prises en compte, car peu significatives.

L'évolution des teneurs en TOC souligne une bipartition de la séquence, avec d'une part, le Tardiglaciaire (à partir de **T2 ; \approx 14 400 cal BP**) et la première moitié de l'Holocène (jusqu'à **T4 ; 6 300 cal BP**) caractérisés par des valeurs faibles de TOC (\approx 0,4 %) ; et d'autre part, la seconde moitié de l'Holocène (de **T4** à l'actuel), période durant laquelle le TOC connaît un véritable essor (valeurs de l'ordre de 3 %).

Cette matière organique se caractérise par des signatures en HI peu variables, alors que l'indice OI présente une gamme de variations de près de 800 mg CO₂/ g TOC. La faiblesse des valeurs de HI associées à des valeurs de OI à la fois très variables et élevées, laisse supposer un effet d'oxydation/biodégradation de la matière organique important sur l'ensemble de la séquence.

Outre cette bipartition principale de la séquence, l'analyse révèle quatre phases d'apports de matière organique (figure 54) :

- De **T2 à T3 (\approx 14 400-11 300 cal BP cal BP)** : les teneurs en TOC demeurent stables à une valeur moyenne de 0,75 % et les indices HI et OI varient peu autour de valeurs faibles (HI : 100-170 mg HC/ g TOC et OI : 250-300 mg CO₂/ g TOC). La fin de cette période (**T3- \approx 11 300 cal BP**) est caractérisée par un pic de matière organique (2,97 %), associé à une augmentation de HI (190 mg HC/ g TOC) ; cette valeur de HI apparaît cohérente avec l'évolution observée au cours de cet intervalle.

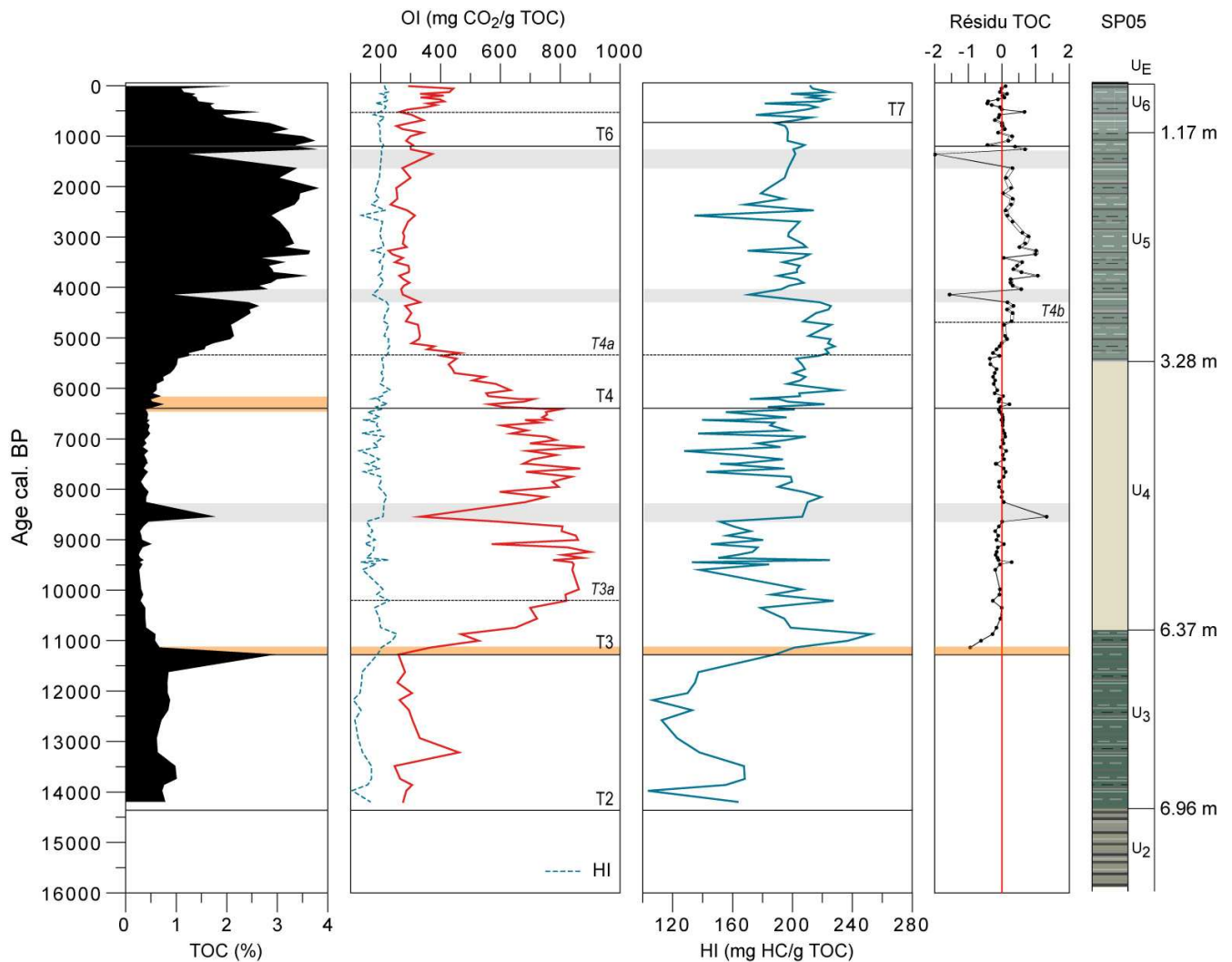


Figure 54. Teneurs en matière organique et paramètres HI et OI. Le résidu TOC correspond à la modélisation par régression linéaire entre les concentrations en silicates et la teneur en matière organique.

- De **T3 à T4** ($\approx 11\,300\text{--}6\,300$ cal BP) : les teneurs en matière organique sont faibles et relativement stables ($\approx 0,4\%$). Les valeurs de HI et OI présentent des variations importantes. En effet, entre **T3 et T3a** ($\approx 11\,300\text{--}10\,200$ cal BP), les valeurs de OI augmentent rapidement, évoluant depuis 260 jusqu'à 820 mg CO₂/g TOC. Les valeurs de HI sont également plus élevées (maximum de 255 mg HC/g TOC). La période suivante, **T3a-T4** ($\approx 10\,200\text{--}6\,300$ cal BP), est une période durant laquelle qualité et quantité de matière organique restent stables : les teneurs moyennes sont de 0,4 % pour des valeurs de OI très élevées (700 mg CO₂/g TOC en moyenne) et des HI légèrement

plus bas que précédemment, bien que très instables (en moyenne 180 mg HC/ g TOC). Ses observations suggèrent des apports de matière organique très minéralisée.

Seul un pic de matière organique (1,77 %) vient perturber cette période à environ **8 550 cal BP** (figure 54). Sa signature se distingue par une chute brutale de OI (300 mg CO₂/ g TOC) associée à une légère augmentation de HI (200 mg HC/ g TOC), valeurs cohérentes avec celles observées au cours de la période précédente (**T2-T3 ; ≈ 14 400-11 300cal BP**).

- De **T4 à T6 (6 300-1 200 cal BP)** : le début de cette période se distingue par une forte augmentation des teneurs en TOC, mais également par une modification de la qualité des particules. En effet, les valeurs de OI chutent rapidement sur l'intervalle **T4-T4a (6 300-5 300 cal BP)**, alors que les valeurs de HI semblent augmenter sensiblement, atteignant 210 mg HC/ g TOC. Les apports organiques, très minéralisés au cours de la période précédente, paraissent dès lors peu matures.

Outre cette évolution de la minéralisation de la matière organique, l'intervalle **T4-T6 (6 300-1 200 cal BP.)** se caractérise par une forte augmentation des teneurs en TOC ; les teneurs en matière organique varient autour de 3 %. Des déplétions rapides du signal TOC sont toutefois observées à **4 150 cal BP** et **1 450 cal BP** (figure 54). Les signatures HI-OI de ces événements apparaissent cohérentes avec la tendance générale observée au cours de cette période, attestant de la validité des mesures. Ces déplétions pourraient être la conséquence d'une dilution des teneurs en TOC par la matrice sédimentaire, probablement suite à une augmentation de la production authigène.

- De **T6 (1 200 cal BP) à l'actuel** : la teneur en matière organique décroît rapidement jusqu'à atteindre des valeurs de l'ordre de 1 %. Les indices OI et HI n'indiquent pas de variation dans un premier temps, puis tendent à croître à partir de **T7 (750 cal BP)**, ce qui souligne un nouveau changement de l'état de minéralisation des apports.

IV.1.2. Caractérisation de la matière organique

a) Origine des apports : terrestre *versus* lacustre

Dans le cas du lac Saint-Point, les valeurs de HI étant faibles et peu variables (figure 54), il est difficile d'identifier des phases de productivité au sein du lac. En effet, le report des signatures OI-HI dans le diagramme pseudo Van-Krevelen ne permet pas une discrimination nette de l'origine de la matière organique (figure 55). Celle-ci présente, dans son ensemble, une signature caractéristique d'un mélange des type II et III (origine lacustro-terrestre), mais plus proche du type II, ce qui suggère une origine terrestre dominante.

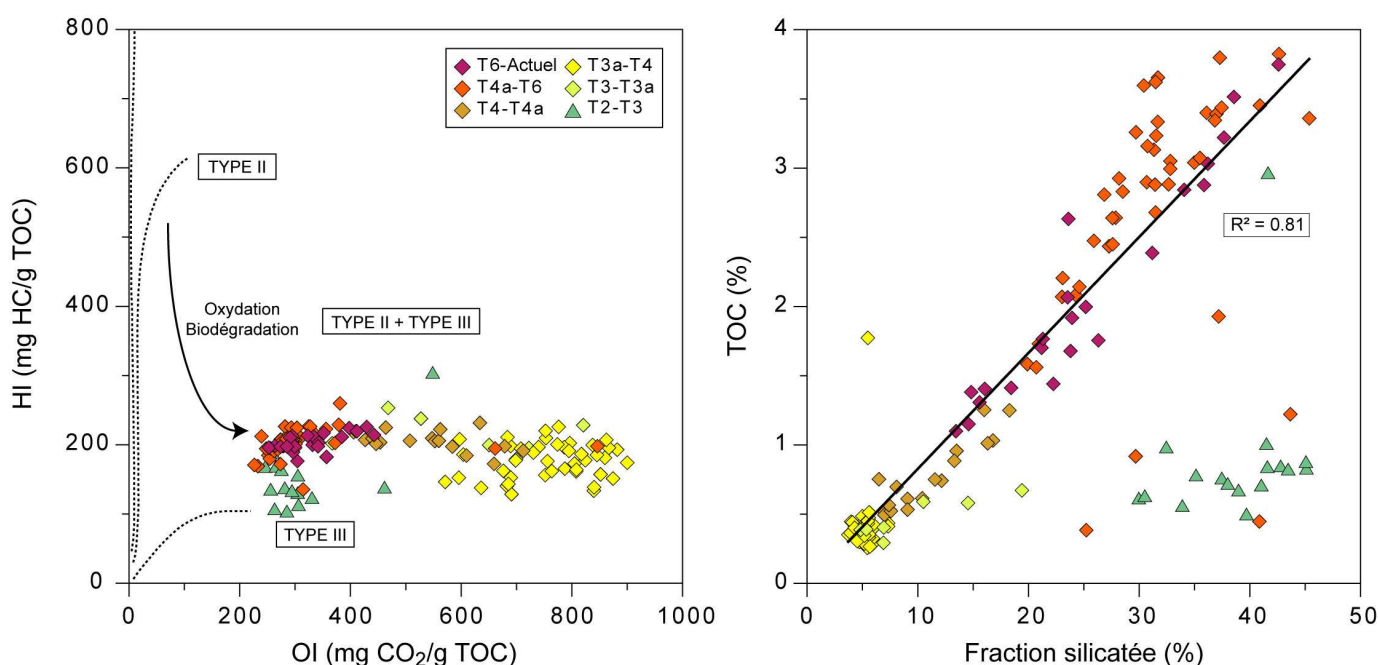


Figure 55. Diagramme pseudo Van-Krevelen/ ; type II : matière organique d'origine lacustre ; type III : matière organique d'origine terrestre ; type II + type III : mélange lacustro-terrestre ; relation entre les teneurs en silicates et la matière organique.

La corrélation observée entre les teneurs en TOC et en silicates (figure 55) semble confirmer une origine terrestre prédominante de la matière organique. Cependant cette hypothèse est mise à mal au cours de l'intervalle T2-T3 ($\approx 14\,400$ - $11\,300$ cal BP), qui révèle une absence de relation significative entre les variations des teneurs en matière organique et en silicates. Le pourcentage de TOC, de l'ordre de 0,7 %, semble évoluer indépendamment des concentrations en silicates du sédiment. Les valeurs de HI (figure 54) sont très faibles au cours

de cette période, ce qui ne concorde pas avec une signature autochtone. Cette signature HI et son évolution vers des valeurs plus élevées à la transition Holocène (**T3- \approx 11 300 cal BP** ; figure 54) a également été observée dans le signal organique des sédiments du lac de Chaillexon (Di-Giovanni, 1994). Dans cette étude, l'analyse des palynofaciès révèle que ces signatures sont associées à des apports de matière organique issue du substratum géologique. La matière organique observée entre **T2 et T3 (\approx 14 400-11 300 cal BP)** serait donc héritée des formations calcaires du bassin versant.

Hormis sur cet intervalle **T2-T3**, les teneurs en matière organique et silicates apparaissent bien corrélées avec toutefois des phases d'appauvrissement/enrichissement en TOC, observables par l'étude du résidu (figure 54).

Les résidus indiquent deux périodes de variation de TOC par rapport à la fraction silicatée :

- **De T4 à T4b (6 300-4 600 cal BP)** : les sédiments appauvris en TOC par rapport à la fraction silicatée. Cet appauvrissement relatif peut résulter d'un changement de la nature des sols érodés, soit par un enrichissement en silicates, soit par un appauvrissement de la teneur en matière organique.
- **De T4b à T6 (4 600-1 200 cal BP)** : contrairement à la période précédente le sédiment semble s'enrichir en TOC. Deux hypothèses peuvent être envisagées :
 - un enrichissement associé à un développement de la matière organique autochtone.
 - un changement de composition des sols avec un rapport matière organique/silicate plus élevé.

Cette dernière hypothèse semble la plus probable dans la mesure où les valeurs de HI, bien que légèrement plus élevées, demeurent faibles (210 mg HC/ g TOC).

La contribution autochtone peut donc être considérée très largement mineure par rapport à la contribution détritique.

b) Etat de maturation des apports

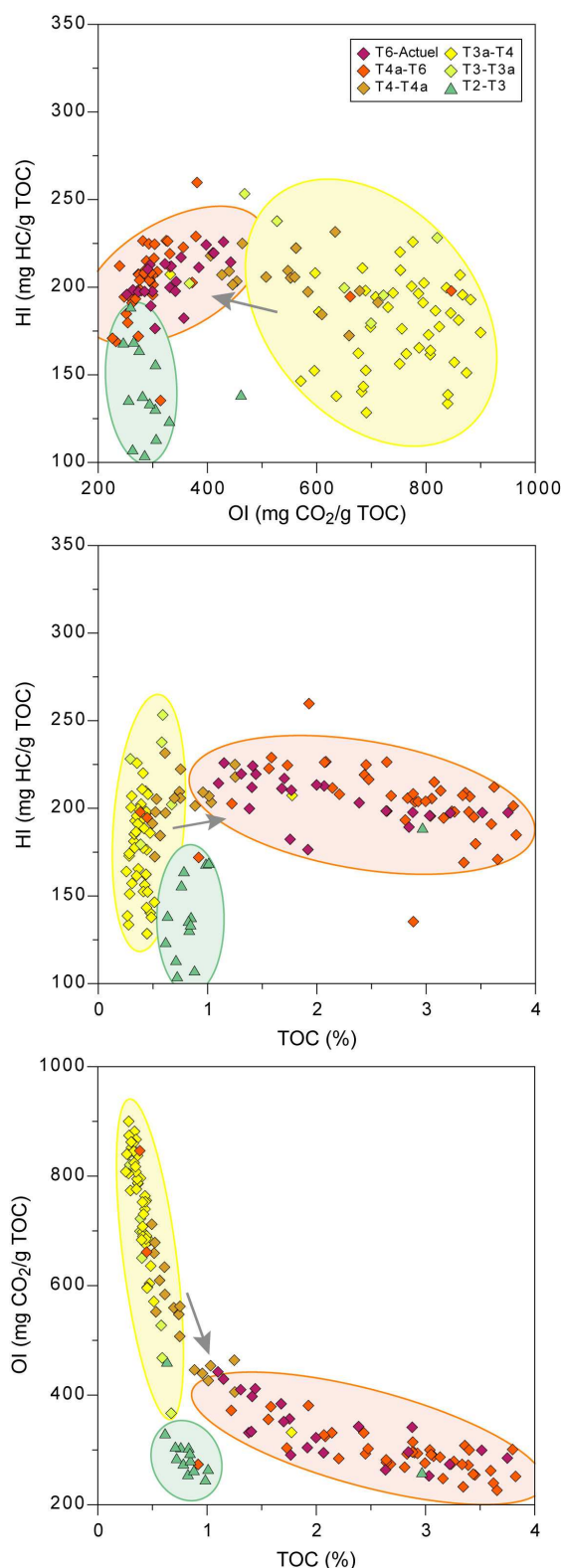


Figure 56. Relations entre les différents paramètres RockEval : TOC, HI, OI.

Malgré une signature HI peu différenciée, le diagramme pseudo-Van Krevelen (figure 55) permet l'identification de trois populations distinctes, également observées dans les diagrammes HI/TOC et OI/TOC (figure 56). La matière organique étant à dominante détritique, l'existence de ces différentes populations est le reflet de changement de son état de maturation ou encore de son origine (substratum ou production végétale). Ces populations se caractérisent également par une cohérence chronologique.

La première population (figure 56) correspond à la période **T2-T3 ($\approx 14\,400\text{--}11\,300\text{ cal BP}$)** et se caractérise par un HI variant entre 100 et 180 mg HC/ g TOC et des valeurs de OI basses et faiblement dispersées (entre 250 à 320 mg CO₂/ g TOC). L'évolution de HI semble indépendante des variations de la teneur en matière organique (relativement faible sur cette période : entre 0,5 et 1 %). L'évolution de OI en fonction de TOC apparaît légèrement décroissante lors d'un enrichissement en TOC, traduisant des apports de moins en moins oxydés. L'absence de relation entre HI et TOC, mais aussi entre TOC et la fraction silicatée (figure 55) semble confirmer l'hypothèse d'apports organiques directement issus de l'érosion du substratum calcaire.

La seconde population identifiée (figure 56) correspond à la période **T3-T4 (11 300-6 300 cal BP)**. Cet ensemble présente une très forte dispersion suivant HI et OI, avec des valeurs de OI très élevées (entre 520 et 900 mg CO₂/ g TOC) et un indice HI variant entre 125 et 250 mg HC/ g TOC. Les apports apparaissent, dans leur ensemble, bien minéralisés. Les valeurs de HI semblent croître lors de l'augmentation de TOC, alors que les valeurs de OI diminuent très rapidement. Les concentrations en TOC plus élevées seraient donc associées à des apports organiques plus frais.

Enfin, la dernière population observée (figure 56) s'étend de **T4a (5 300 cal BP) à l'actuel**. Cet ensemble est caractérisé par une importante variabilité de OI (200 à 400 mg CO₂/ g TOC) alors que HI varie peu (175 à 225 mg HC/ g TOC). La matière organique observée au cours de cette période apparaît plus faiblement minéralisée qu'au cours de l'intervalle précédent. Les paramètres HI et OI sont anti-corrélés aux teneurs en TOC (relation mieux identifiée entre OI et TOC). Cette anticorrélation de OI et de TOC suggère des apports organiques plus faiblement minéralisés lorsque la concentration en TOC augmente. A l'inverse, l'existence d'une anticorrélation entre HI et TOC suppose des apports plus minéralisés. Cette contradiction apparente pourrait être liée à l'intervention d'une autre source dans la composition de la matière organique. En effet, la présence d'une contribution plus prononcée de la matière organique héritée du substrat calcaire pourrait expliquer cette baisse de HI et OI. Ainsi, les fortes concentrations en TOC seraient le reflet d'une érosion affectant à la fois les horizons superficiels et profonds des sols. Cette hypothèse impliquerait une « surconcentration » de la matière organique héritée dans les sols, par dissolution du substratum calcaire.

Le signal organique de la séquence semble donc indiquer deux origines détritiques distinctes : le substratum calcaire et la production végétale. Un changement de cette dernière est probablement à l'origine de la bipartition du signal organique holocène.

IV.2. La palynologie

De nombreuses études palynologiques (de Beaulieu *et al.*, 1994 ; Richard, 1983 ; Ruffaldi, 1993 ; Bégeot, 2000...) ont été effectuées sur l'ensemble du massif jurassien, permettant ainsi de définir les grandes transitions environnementales régionales, mais

également d'établir un cadre chronologique de ces mutations pour le Tardiglaciaire et l'Holocène (Peyron *et al.*, 2005 ; Magny *et al.*, 2006).

Les transitions des différentes chronozones apparaissent le plus souvent déphasées par rapport aux transitions sédimentologiques majeures ; elles semblent généralement plus précoces. Un tel décalage pourrait refléter une certaine inertie de la réponse sédimentaire face aux modifications environnementales. Toutefois, en raison du caractère discontinu des différentes analyses, ce décalage ne peut être estimé.

Pour des raisons de lisibilité, le diagramme pollinique de la séquence (figure 57) débute à 16 400 cal BP.

IV.2.1. Dryas ancien (≈ 18 500-15 000 cal BP)

Le Dryas ancien (figure 57) est défini par un paysage très ouvert de type steppe, comme le soulignent la forte présence de grains de pollen d'herbacés (notamment les *Poaceae* ; environ 40 %) et la faible abondance de grains de pollen d'arbre (AP variant entre 15 et 30 %). Les héliophiles sont très développés au cours de cette période, attestant d'un milieu ouvert. Cet assemblage pollinique indique des conditions climatiques froides.

IV.2.2. Bølling (≈ 15 000-13 800 cal BP)

Le couvert forestier se développe progressivement (45 à 90 % de AP) et se compose principalement de *Pinus* (Pin-10 à 85 %), complété par *Betula* (Bouleau) et *Salix* (Saule). Malgré ce développement forestier, la présence de végétation de type arbustive (*Juniperus*) et d'héliophiles indique une ouverture du milieu encore très prononcée. Le développement de ces essences d'arbres suggère une évolution vers des conditions climatiques plus clémentes.

IV.2.3. Allerød (≈ 13 800-12 900 cal BP)

Les concentrations en AP sont élevées (entre 90 et 95 %) et correspondent principalement à l'expansion de *Pinus* (figure 57). Les héliophiles et le *Juniperus* décroissent fortement. Cette période se caractérise par une fermeture progressive du milieu associée à l'installation d'une forêt de résineux, probablement dense, sur l'ensemble du bassin versant.

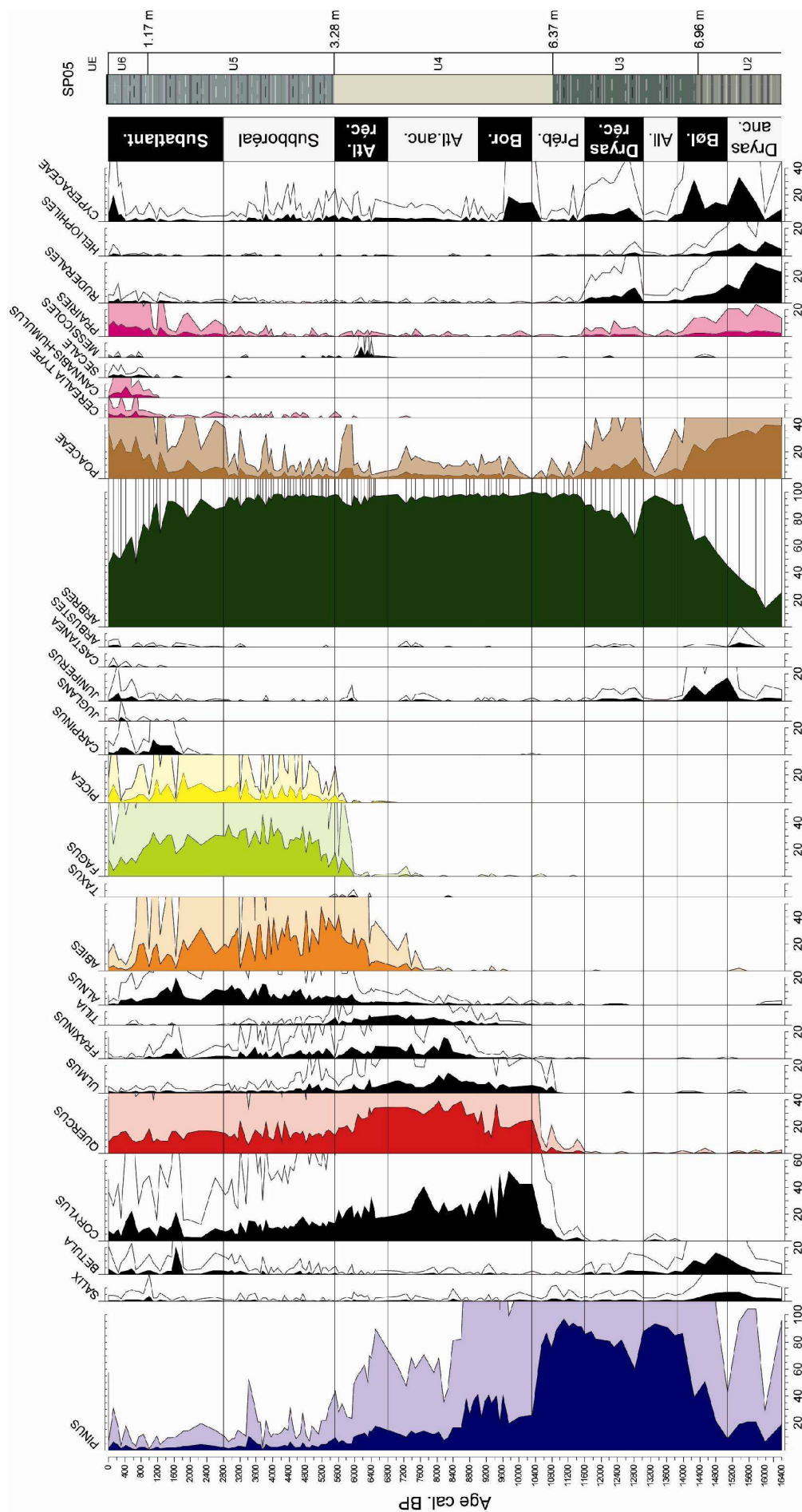


Figure 57. Diagramme pollinique de la séquence SP05 (à partir de 16 500 cal BP) ; les différentes essences sont exprimées en pourcentages relatifs.

IV.2.4. Dryas récent (12 900-11 500 cal BP)

Cette chronozone se caractérise par une diminution des grains de pollen d'arbre, traduisant un recul du couvert forestier (figure 57). Ce recul, très marqué durant la première moitié de cette période (AP de l'ordre de 65 %), favorise le développement des plantes indicatrices de milieux plus ouverts, telles que les rudérales ou le *Juniperus*. Cette évolution de la végétation indique un retour à des conditions climatiques plus froides.

IV.2.5. Préboréal (11 500-10 300 cal BP)

Le Préboréal (figure 57), première période de l'Holocène, se définit, dans un premier temps, par une restauration progressive d'un couvert forestier dominé par *Pinus*, au sein duquel apparaissent des essences telles que *Quercus* (Chêne), *Corylus* (Noisetier) ou encore *Ulmus* (Orme). Ces dernières se substituent rapidement à *Pinus*, et forment, dès la fin du Préboréal, une chênaie mixte, probablement dense, compte tenu des pourcentages de grains de pollen arboréen observés (AP de l'ordre de 98 %). Cette évolution depuis un couvert végétal dominé par les résineux vers une forêt composée d'essences mésothermophiles souligne un changement rapide vers un climat plus chaud.

IV.2.6. Boréal (10 300-9 000 cal BP)

Le Boréal (figure 57) diffère de la période précédente par l'expansion massive de *Corylus* (40 % des grains de pollen) et de *Quercus*. Le développement de ces essences s'effectue au détriment de *Pinus*, qui ne représente plus que 30 % des grains de pollen. Cette chronozone marque donc l'avènement des espèces mésothermophiles au sein d'un couvert forestier qui couvre probablement la totalité du bassin versant.

IV.2.7. Atlantique ancien (9 000-6 800 cal BP)

Au cours de l'Atlantique ancien (figure 57 et 58), la chênaie mixte poursuit son développement à travers l'expansion de *Quercus* et, dans une moindre mesure, d'*Ulmus*. Elle s'enrichit également de nouvelles espèces de feuillus telles que *Fraxinus* (Frêne) et *Tilia* (Tilleul).

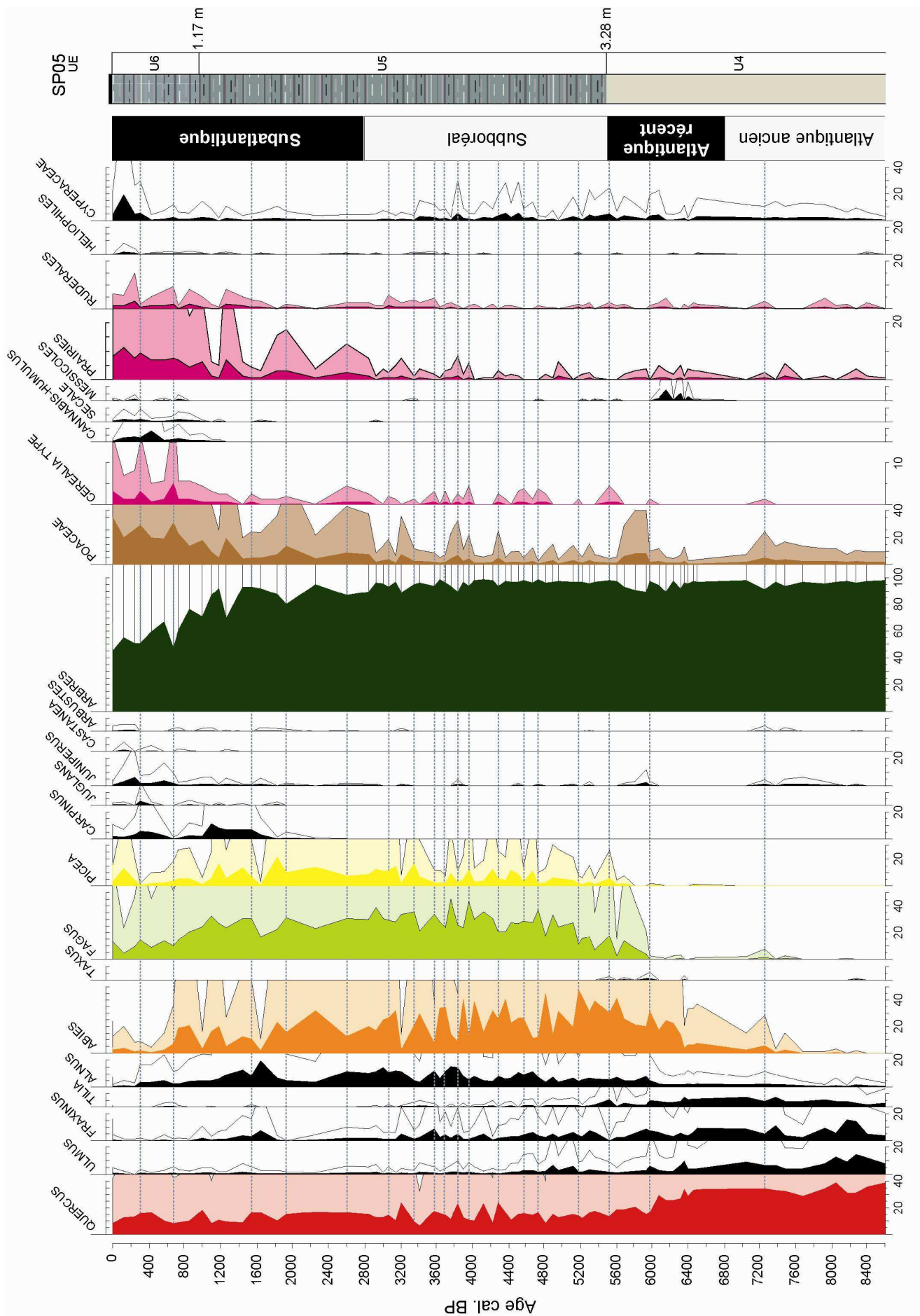


Figure 58. Diagramme pollinique des 8 500 dernières années ; les repères en pointillés soulignent l'occurrence de *Cerealia* ; les différentes essences sont exprimées en pourcentages relatifs.

A partir de 7 500 cal BP, les résineux (*Abies*) semblent se développer sensiblement (figure 58), comme en témoigne la présence continue de grains de pollen d'*Abies* (Sapin), toutefois ces concentrations demeurent faibles (5 %). Ce développement est probablement favorisé par de brèves ouvertures du milieu, marquées par une diminution de la concentration en AP de l'ordre de 5-7 %. Ces brèves réductions du couvert forestier semblent également favoriser l'apparition de *Fagus* (Hêtre). Cependant, cette espèce, observée en concentrations très faibles, ne semble pas s'installer de façon pérenne dans le bassin versant durant cette période.

L'origine du développement d'*Abies* est encore sujette à discussion au sein de la communauté scientifique. En effet, cette essence, plutôt associée à des climats frais et humides (de Beaulieu *et al.*, 2006), aurait la capacité de se développer dès les premières ouvertures du milieu, qu'elles soient d'origine naturelle ou anthropique (Tinner et Lotter, 2006). Dans le cas du lac Saint-Point, on constate qu'*Abies* apparaît en faibles concentrations lors de différents épisodes de diminution des AP, notamment à **8 250 cal BP**, **8 000 cal BP** ou encore **7 500 cal BP (T3e)**. Ces périodes de faible ouverture du milieu ne semblent pas associées à une présence d'indices polliniques d'anthropisation (IPA). En effet, les premières traces d'activités anthropiques n'apparaissent qu'à 7 200 cal BP. Bien qu'isolé au cours de l'Atlantique ancien, cet épisode d'anthropisation semble, pour ce site, favoriser la propagation du sapin et non son apparition, qui s'avère plus précoce.

Ces premières traces d'anthropisation, encore très faibles (quelques pourcents de *Cerealia*), apparaissent synchrones d'indices similaires mis en évidence dans l'enregistrement de Remoray (Cupillard et Richard, 1995 ; Richard, 1997). Ces deux enregistrements indiqueraient une courte phase de défrichement et de mise en culture de clairières, sans doute de surfaces très restreintes, liée à un transit de petits groupes d'agriculteurs par cette zone.

IV.2.8. Atlantique récent (6 800-5 500 cal BP)

La chênaie mixte (figure 58), toujours très dense, se diversifie avec le développement d'*Abies* et plus tardivement, de *Fagus* (6 000 cal BP). Cette expansion tardive de *Fagus* constitue l'une des particularités du site. En effet, cette espèce se développe généralement avant *Abies* (de Beaulieu *et al.*, 1994). Ce retard dans son installation est très probablement la

conséquence du développement précoce d'*Abies*. En effet, *Abies*, déjà présent en continu dans le bassin versant, a probablement inhibé le développement de cette essence.

Cette présence d'*Abies* dans le bassin versant s'accroît à partir de **6 300 cal BP (T4)** au détriment de *Quercus*. Le développement d'*Abies* paraît favorisé par des ouvertures ponctuelles mais d'amplitude croissante au cours de cette période. Ces ouvertures du milieu sont synchrones d'occurrences de grains de pollen de messicoles, indicatrices d'activités agricoles dans le bassin versant. L'ouverture du milieu observée sur un intervalle de 200 ans (5 900-5 700 cal BP) affecte fortement les concentrations en pollen d'*Abies*, mais également la plupart des essences présentes dans le bassin versant. Cet intervalle sera favorable au développement de *Fagus* (de 2 à 15 %) mais aussi à l'apparition de *Picea* (*Epicea*). L'origine de cette ouverture du milieu demeure incertaine, dans la mesure où aucun indice d'anthropisation n'a pu être identifié. Toutefois, le pas d'échantillonnage étant faible sur cet intervalle, il semble également hasardeux de conclure à une ouverture naturelle du milieu.

IV.2.9. Subboréal (5 500-2 800 cal BP)

Cette chronozone (figure 58) se distingue par un nouveau changement du couvert forestier à travers le passage d'une chênaie mixte à une hêtraie sapinière au sein de laquelle se développe *Picea*. Cette évolution vers un couvert forestier dominé par les résineux est la conséquence d'une évolution vers des conditions climatiques plus fraîches et humides qu'au cours des périodes précédentes (de Beaulieu *et al.*, 2006).

Le couvert forestier demeure très dense (98 % d'AP), bien qu'affecté régulièrement par des ouvertures de faible ampleur. Ces épisodes sont, dans la majorité des cas, associés à des activités agricoles, comme en témoignent la présence de *Cerealia* et le caractère sélectif des défrichements (*Picea* est la principale essence affectée). Si ces ouvertures du milieu sont synchrones d'indices d'anthropisation, ceux-ci sont parfois perceptibles alors que le milieu demeure très forestier. Cette agriculture probablement mise en place sur de faibles superficies n'a pas toujours un impact détectable sur le couvert forestier, mais elle implique généralement une diminution des concentrations de *Picea* et, dans une moindre mesure, de *Fagus*. Ces activités humaines semblent discontinues au cours de la période étudiée. Il s'agirait principalement de brèves mises en culture immédiatement suivies de déprises, cependant le pas d'échantillonnage ne permet pas d'en apprécier la rythmicité.

Ces traces récurrentes d'activités agropastorales sont généralement associées à l'Âge du Fer (2 700- 1920 cal BP), alors qu'elles apparaissent dès l'Âge du Bronze (4 200-2 700 cal BP) à Saint-Point. Cette précocité est également observée à la Chaux d'Arlier (Gauthier, 2002), située à quelques kilomètres du site de Saint-Point (secteur de Pontarlier).

IV.2.10. Subatlantique (2 800 cal BP à l'actuel)

Durant le Subatlantique (figure 58), la pression de l'homme sur son environnement s'accroît considérablement, altérant l'évolution naturelle du paysage. Le couvert forestier se réduit au profit des prairies en raison de défrichements de plus grande ampleur. Les concentrations en AP évoluent depuis 98 % vers 50 % en moyenne, avec une accentuation du phénomène à partir de **1 200 cal BP (T6)**, c'est-à-dire à partir du haut Moyen Âge (Ve-Xe siècle AD ; 1 550-1 050 cal BP). Cette période se caractérise également par un enregistrement en continu de concentrations de céréales (quelques pourcents), mais aussi par un important développement des prairies (de l'ordre de 5 % des grains de pollen).

PARTIE 3

LA PRODUCTION AUTHIGENE

Chapitre V

La fraction inorganique : géochimie des éléments majeurs

V.1. Les carbonates authigènes

La production carbonatée authigène résulte d'une précipitation par action biologique et/ou chimique dans la zone photique de la colonne d'eau. Au sein de cette zone, la sursaturation en calcium de l'eau, conséquence de la consommation du CO_2 dissout (HCO_3^-), ou l'évaporation provoque la précipitation de carbonates. Cette production rapide se déroule principalement au printemps et au début de l'été, période durant laquelle la quantité de nutriments et la clarté des eaux sont suffisantes et les températures favorables. La production authigène s'arrête brutalement en raison de l'utilisation totale des nutriments. Cet arrêt estival n'est pas observé dans les lacs eutrophes.

Les réactions chimiques mises en jeu se résument dans les deux équations principales :

- dissolution du CO_2 : $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{HCO}_3^- + \text{H}^+$
- précipitation de la calcite : $\text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$

Suivant le mode de précipitation en jeu, trois types de carbonates authigènes peuvent être distingués (Pourriot et Meybeck, 1995) :

- les carbonates inorganiques précipités chimiquement, par évaporation ;
- les carbonates phytogènes, présents dans les zones littorales et précipités par perte de CO_2 suite à la photosynthèse sur les feuilles et tiges des végétaux submergés ; leur formation dépend essentiellement de la température des eaux et de la lumière (les nutriments ne constituent pas un facteur limitant) ; la granulométrie de ces particules diffère de celle des carbonates inorganiques ;
- les carbonates des tests de la faune benthique, fraction mineure de la sédimentation carbonatée ; ils sont produits par différents organismes dont les principaux sont les

mollusques et les petits crustacés ; en majorité, ces organismes sont benthiques (voire endo- et épibenthiques) ; la lumière n'étant pas un facteur limitant à leur survie, ils peuvent coloniser l'ensemble de la colonne d'eau, sous réserve d'une quantité suffisante de calcium et d'oxygène.

Dans le cas du lac Saint-Point, les teneurs en carbonates authigènes ont pu être estimées à partir des équations de régression linéaire observées entre les teneurs en calcium et en magnésium du sédiment (chapitre III.3.2). Cette méthode de calcul aboutit à une anticorrélation cohérente entre teneurs en silicates et carbonates authigènes (figure 48, p.98), relation classiquement observée dans les systèmes lacustres en domaine carbonaté.

Les flux sont calculés à partir des teneurs en silicates et carbonates authigènes, de la densité du sédiment et du taux de sédimentation (chapitre III.3.3). En l'absence de point d'ancrage chronologique et de corrélation entre calcium et magnésium durant la période antérieure à **T1** ($\approx 18\,500$ cal BP), le flux de carbonates authigènes n'a pu être estimé pour cette période.

La contribution de cette production authigène au sein de la sédimentation est très contrastée au cours de la période étudiée (figure 59). Elle est mineure, mais non négligeable, au cours du Tardiglaciaire (**T1-T3 ; $\approx 18\,500$ - $11\,300$ cal BP**) et de la deuxième moitié de l'Holocène (**de $5\,000$ à $1\,200$ cal BP-T6**). En revanche, elle représente très largement la fraction dominante au cours de la première moitié de l'Holocène et de la période récente (**T6- $1\,200$ cal BP à l'actuel**).

Cette production évolue suivant quatre périodes principales (figure 59) :

- De **T1 à T3 ($\approx 18\,500$ - $11\,300$ cal BP)** : le flux de carbonates authigènes est faible et décroît depuis $17\text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$ jusqu'à atteindre des valeurs très faibles de l'ordre de $2\text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$ au cours de l'intervalle **T2b-T3 ($\approx 12\,900$ - $11\,300$ cal BP)**. Cette contribution authigène demeure inférieure à la contribution des carbonates détritiques jusqu'à **T2 ($\approx 14\,400$ cal BP)** puis devient équivalente à cette dernière de **T2 à T2b ($\approx 14\,400$ - $12\,900$ cal BP)**. De faibles augmentations de la production autochtone sont observées de **T1b à T2 ($\approx 15\,000$ - $14\,400$ cal BP)** puis de **T2a à T2b ($\approx 13\,500$ - $12\,900$ cal BP)**.

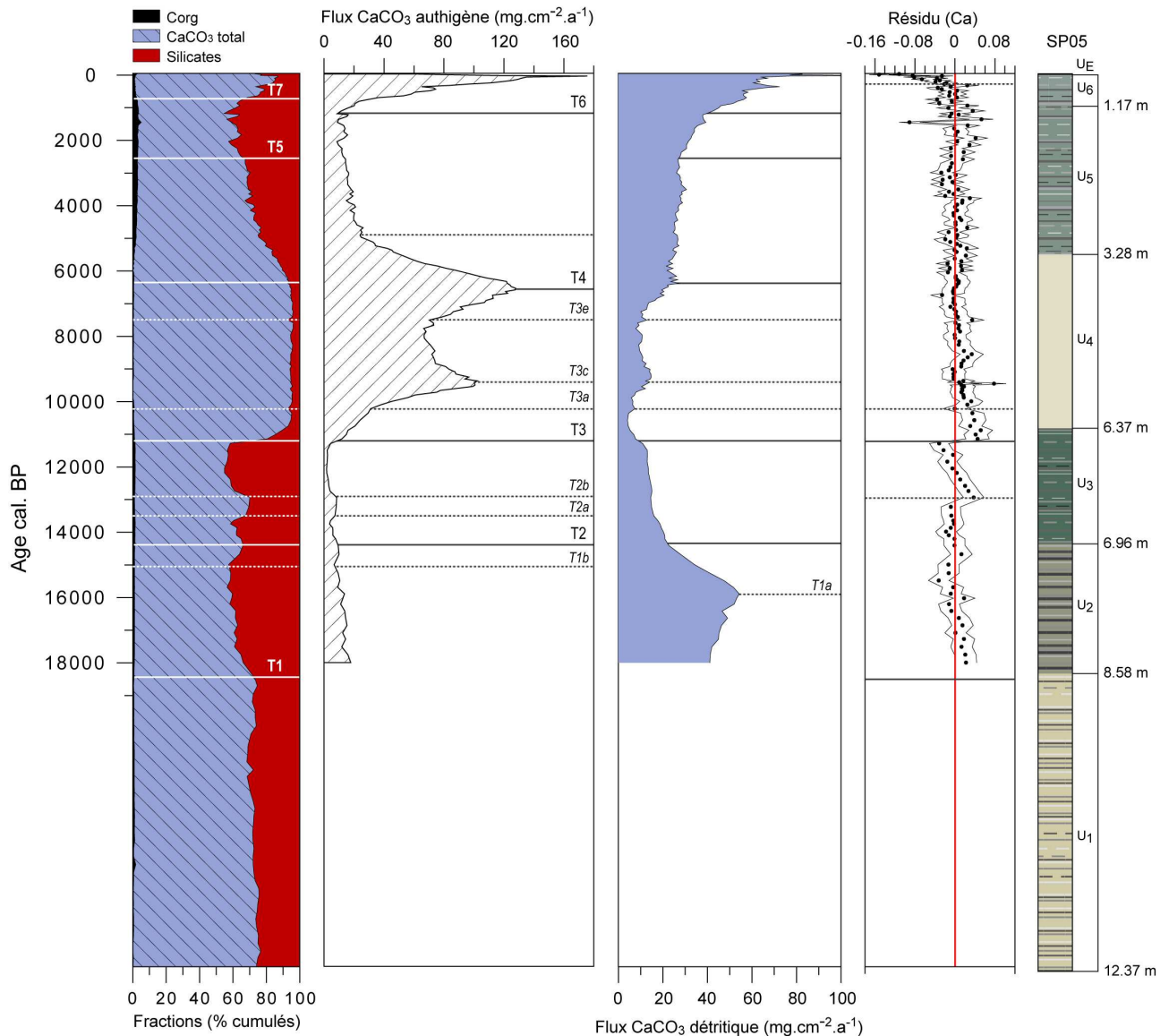


Figure 59. Teneurs des différentes fractions, flux de carbonates authigènes et détritiques en fonction du temps. Résidu du calcul de corrélation entre Ca et Mg.

- De **T3 à T4** ($\approx 11\,300$ - $6\,300$ cal BP) : cet intervalle correspond à une augmentation importante de la production authigène. Elle devient dès lors, la source principale de la sédimentation lacustre, ce qui se traduit par la formation d'un faciès de craie lacustre (U4). Cette production élevée, de l'ordre de $70 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$, présente toutefois des variations. On observe notamment la présence de deux pics de production proches des transitions **T3c** ($\approx 9\,400$ cal BP) et **T4** ($6\,300$ cal BP). Ces deux événements ne sont pas des événements « rapides » puisque les phases de développement de la production authigène sont observées sur des périodes de l'ordre de 800-900 ans.

- De **T3 à T3c** ($\approx 11\,300\text{--}9\,400$ cal BP), la production authigène augmente, avec une accélération de **T3a à T3c** ($\approx 10\,200\text{--}9\,400$ cal BP). Ce biphasage, observé sur l'intervalle **T3-T3c**, pourrait être un artéfact lié au calcul des teneurs en carbonates authigènes. En effet, le résidu indique un enrichissement en calcium. Ceci impliquerait donc une surestimation de la fraction carbonatée détritique et, de fait, une sous-estimation de la composante authigène (figure 59).
- De **T4 à T6** ($6\,300\text{--}1\,200$ cal BP) : la production authigène décroît fortement dans un premier temps (de T4 à 5000 cal BP), puis progressivement, depuis des valeurs de l'ordre de $25\text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$ vers $10\text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$. Cette diminution des apports authigènes correspond à une phase d'augmentation des teneurs en matière organique (figure 54, p.119) qui semble inhiber la production carbonatée à partir de **T4** ($6\,300$ cal BP).
- De **T6** ($1\,200$ cal BP) à l'**actuel** : la production authigène se développe très rapidement passant de 10 à $175\text{ mg.cm}^{-2}.\text{a}^{-1}$ en $1\,200$ ans. Au cours des cinq derniers siècles, elle est à nouveau la fraction dominante dans la sédimentation lacustre.

V.2. Le phosphore, traceur de la production planctonique

Le phosphore présent dans les végétaux peut être utilisé comme traceur de la productivité lacustre (Boyle, 2001). Dans les sédiments lacustres, le phosphore peut avoir deux origines principales :

- une production allochtone provenant du bassin versant, probablement des sols (humus) ;
- une production autochtone, liée à la biomasse alguaire.

Les fortes corrélations observées entre SiO_2 et P_2O_5 (figure 60-a) indiquent une origine principalement détritique de cet élément. La corrélation unique et élevée entre teneur en matière organique et phosphore suggère leur forte association.

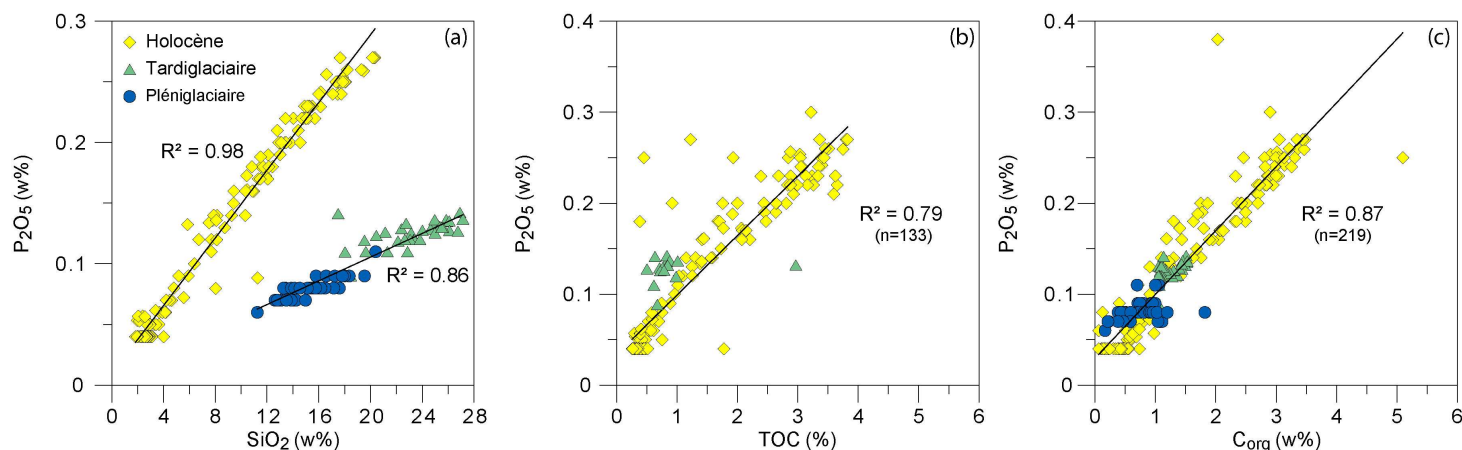


Figure 60. Diagrammes binaires présentant les teneurs en phosphore (P_2O_5) en fonction de SiO_2 (a), TOC (b) et C_{org} (c).

L'analyse Rock-Eval (Chapitre IV) a permis de mettre en évidence une origine majoritairement détritique de cette matière organique. Les teneurs en phosphate observées sont donc la conséquence d'apports de matière organique continentale via l'érosion du bassin versant et non de la productivité lacustre.

L'étude du résidu (par rapport à SiO_2) corrobore cette relation sur l'ensemble de la séquence. En effet, celle-ci ne présente pas de phases d'enrichissement en phosphore, susceptibles d'indiquer un changement de la productivité du lac. Toutefois cette relation semble se détériorer à partir de **T5 (2 600 cal BP)**, ce qui se traduit par une variabilité des résidus observés (figure 61). Cette variabilité est une conséquence probable d'un léger développement de la production autochtone. Enfin, une augmentation brutale des teneurs en P_2O_5 est observée à partir des années 70, selon le modèle âge-profondeur de la séquence. Cette augmentation résulte sans doute de l'utilisation de fertilisants et de lessives phosphatés.

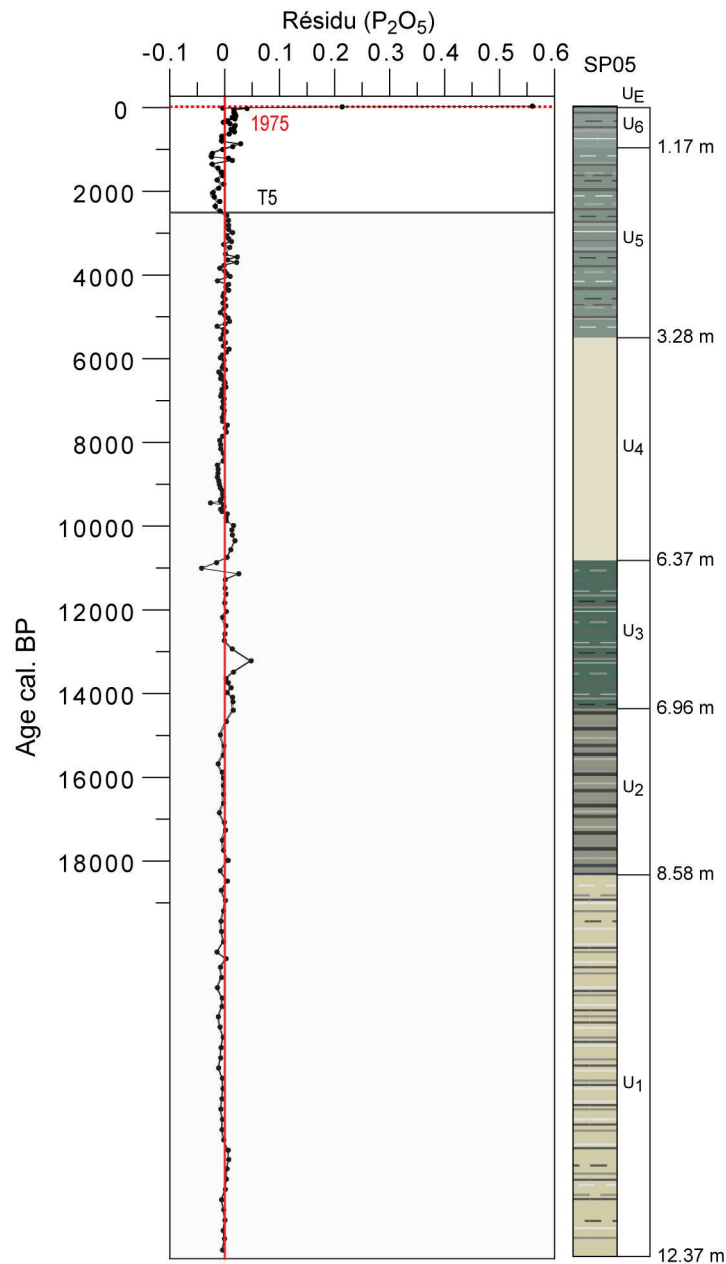


Figure 61. Résidu de P_2O_5 calculé à partir des relations linéaires observées entre P_2O_5 et SiO_2 .

V.3. Le fer et le manganèse, indicateurs des conditions d'oxydo-réduction

Le fer et le manganèse sont des éléments sensibles aux variations des conditions *redox* de la colonne d'eau et du sédiment. Ainsi, en milieu réducteur, ils passent en solution (on note

une mise en solution plus précoce du manganèse). Cette différence de dynamique de mise en solution a souvent été employée dans la reconstitution de l'histoire des environnements lacustres (Engstrom et Wright, 1984).

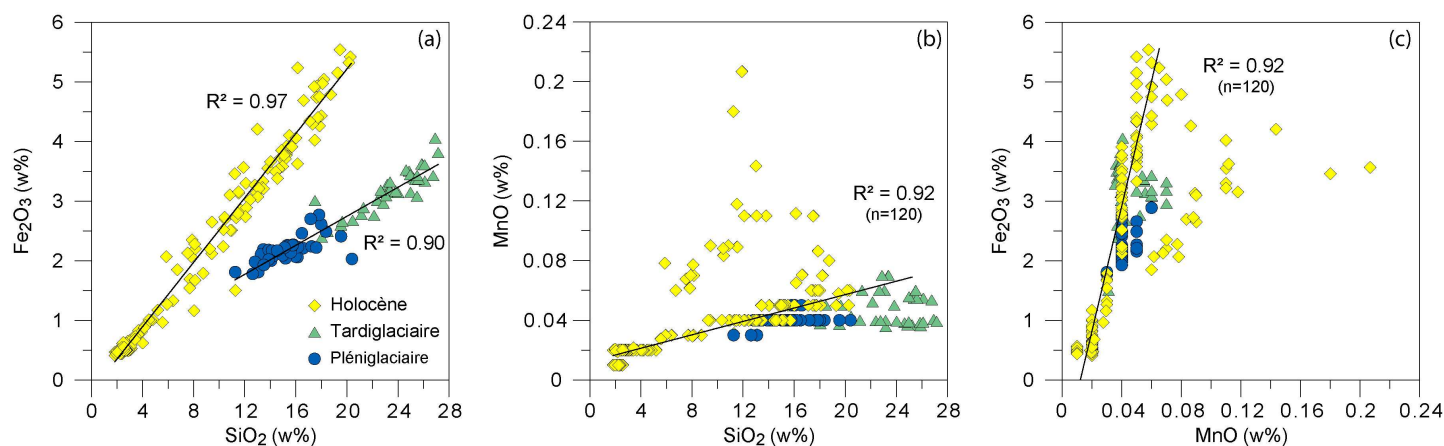


Figure 62. Diagrammes binaires présentant les teneurs en fer (Fe_2O_3) et manganèse (MnO) en fonction de SiO_2 (a et b) et Fe_2O_3 en fonction de MnO (c).

L'étude de la relation entre Fe_2O_3 et SiO_2 (figure 62) met en évidence deux relations linéaires avec un changement s'opérant à la transition Tardiglaciaire-Holocène (soit **T3- $\approx 11\,300$ cal BP**). Ces deux relations traduisent une origine commune : le bassin versant. La relation entre MnO et SiO_2 ne permet l'identification que d'une seule relation linéaire correspondant en partie à la période holocène.

Les résidus des différentes relations linéaires (figure 63) sont utilisés afin d'identifier les phases d'enrichissement en manganèse, mais également le comportement du fer face à ces enrichissements et, donc, d'établir d'éventuelles phases d'anoxie du lac. Etant donné le pas d'échantillonnage de la séquence, les phases d'anoxie identifiables ne pourront être que des phases de longue durée.

Les variations du résidu Fe_2O_3 décrites précédemment (chapitre III.3) ne sont présentées ici qu'à titre de comparaison avec les résidus MnO .

Le résidu MnO apparaît relativement proche de la modélisation linéaire sur l'ensemble de la séquence. Seule la période s'étendant depuis **1 200 cal BP (T6) jusqu'à l'actuel** se

caractérisé par un enrichissement en MnO, enrichissement qui induit une baisse du rapport Fe/Mn. L'absence de cohérence dans les comportements des deux éléments ne permet pas leur interprétation en termes de périodes d'anoxie. Il est possible que ces éléments aient migré dans le sédiment suite à des variations du front d'oxydo-réduction.

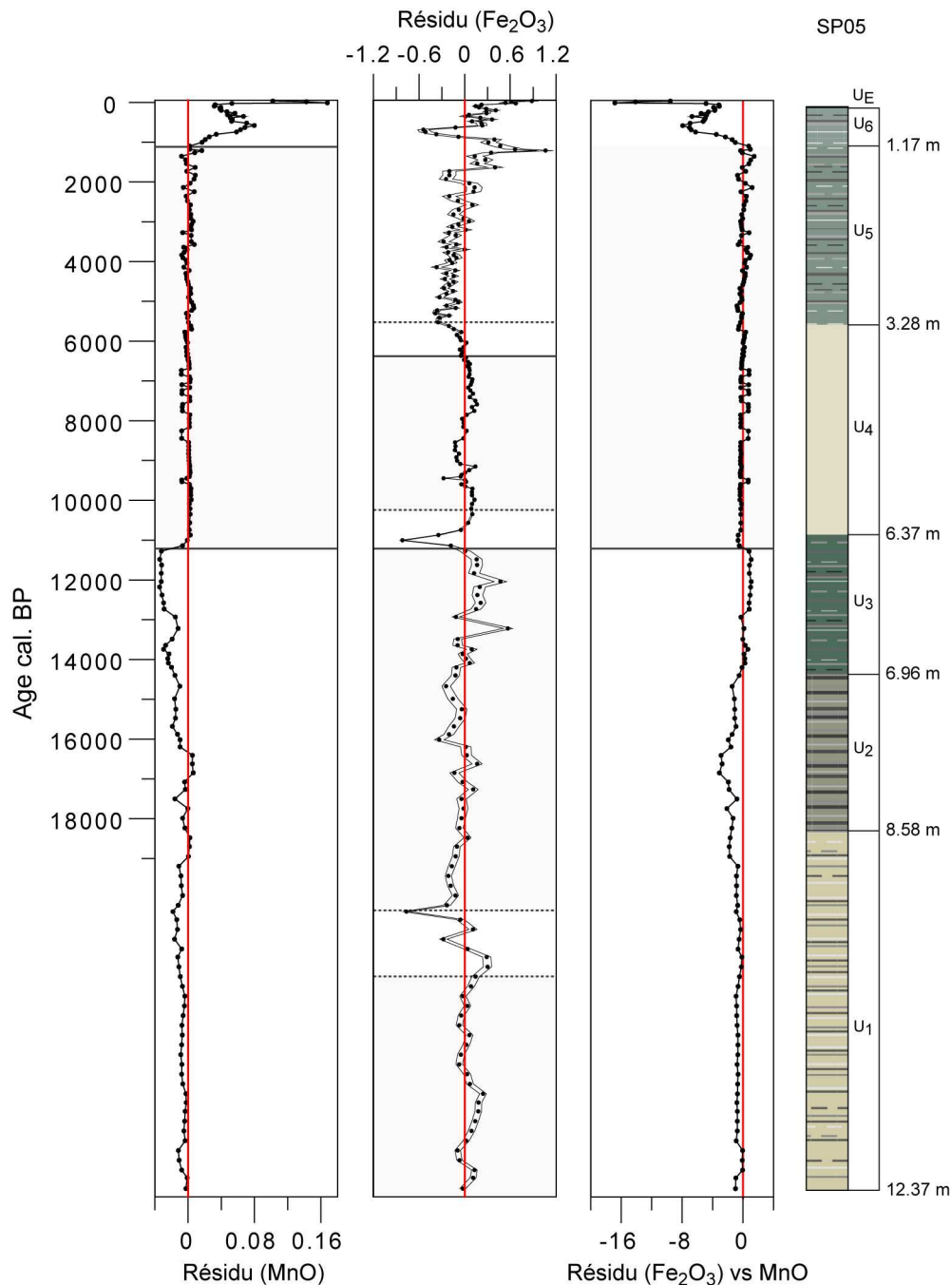


Figure 63. Résidus de MnO et Fe₂O₃ calculés à partir des relations linéaires observées par rapport à SiO₂ ; résidu Fe₂O₃ calculé à partir de la relation linéaire établie par rapport à MnO.

Chapitre VI

Les ostracodes

VI.1. Taxonomie

Les ostracodes sont des crustacés millimétriques bivalves, dont l'apparition remonte au Cambrien/Ordovicien. Les niches écologiques de ces organismes sont variables mais nécessitent toujours une humidité suffisante. Ces derniers vivent donc principalement en eau douce ou en milieu marin, mais aussi en milieu semi-terrestre, notamment au sein de la litière.

En raison de leur grande sensibilité aux modifications environnementales, l'étude de ces organismes fournit des informations précieuses dans le cadre de reconstitutions paléoenvironnementales (De Deckker, 2002 ; De Deckker et Forester, 1988 ; Carbonel *et al.*, 1988 ; Meisch, 2000...).

En milieu lacustre, les principales superfamilles d'ostracodes observées sont *Cypridoidea*, *Cytheroidea* et *Darwinuloidea*.

- *Cypridoidea* se compose d'espèces essentiellement d'eau douce, benthiques à nectobenthiques, dont le mode d'alimentation varie (herbivore, détritivore ou carnivore).
- *Cytheroidea* (*Limnocytheridae* en eau douce) comprend des espèces benthiques, qui se déplacent peu au cours de leur vie. Ces ostracodes sont également parfois présents au niveau des eaux interstitielles. Leur mode d'alimentation est proche de celui de *Cypridoidea*.
- *Darwinuloidea* regroupe des espèces principalement marines à l'exception de *Darwinula stevensoni*. Ces organismes filtreurs peuvent également se nourrir d'algues et de débris organiques (Smith et Horne, 2002).

Le mode de reproduction est sexué dans la plupart des taxa. Seul *Darwinuloidea* est caractérisé par un mode de reproduction parthénogénétique. Toutefois, selon les conditions environnementales, il est possible d'observer ce mode de reproduction chez *Cypridoidea*.

Au cours de leur cycle de vie (quelques années), les ostracodes croissent par mues successives. Lors de chaque mue, une nouvelle paire de valves de taille et forme différentes par rapport à la précédente est générée. L'amorce de la mue dépend des conditions environnementales et varie selon les espèces. Généralement, huit à neuf phases de mue ont lieu avant que l'organisme n'atteigne sa maturité sexuelle. La durée de ces mues n'excède pas quelques heures.

Dix espèces principales, caractéristiques de niches écologiques différentes, ont été identifiées dans la séquence du lac Saint-Point (figure 64). Les informations concernant l'écologie de ces différentes espèces sont essentiellement issues de la synthèse de Meisch (2000).

- *Leucocythere mirabilis* (superfamille : *Cytheroidea*) vit dans les zones sublittorales à profondes (plus de 12 m de profondeur). Cette espèce croît préférentiellement dans les lacs froids oligotrophes. Plus sensible aux variations environnementales (teneur en O₂, propriétés du sédiment), *Leucocythere mirabilis* est généralement moins abondant que *Limnocythere sanctipatricii*, qui occupe la même niche écologique. La diminution d'O₂ et les variations des propriétés du sédiment (granulométrie et/ou teneur en matière organique) seraient les facteurs principaux de la diminution des populations.
- *Limnocythere sanctipatricii* (superfamille : *Cytheroidea*) est présent dans l'ensemble de la colonne d'eau, et peut donc être déposé in situ aussi bien que transporté depuis les zones littorales. *Limnocythere sanctipatricii* semble toutefois être une espèce restreinte aux milieux oligotrophiques.
- *Cytherissa lacustris* (superfamille : *Cytheroidea*) est observé depuis les zones sublittorales jusqu'aux zones profondes des lacs « froids ». Toutefois, cet organisme se développe préférentiellement dans des zones comprises entre 12 et 40 m de profondeur. Il s'agit donc d'une espèce caractéristique des eaux froides et relativement stables en

température. *Cytherissa lacustris* est très sensible aux conditions d'oxygénation régnant à l'interface eau-sédiment.

- *Candona candida* (superfamille : *Cypridoidea*) est observé sur une large gamme de profondeurs, mais est toutefois plus présent en zone profonde, en raison de son caractère oligothermophile (préfère les eaux froides). Cette espèce s'adapte aisément aux changements environnementaux tels que les variations de pH ou de salinité. *Candona candida* est couramment utilisé dans le cadre d'analyses des isotopes stables car son cycle de vie est bien connu.

- *Candona neglecta* (superfamille : *Cypridoidea*) est morphologiquement proche de *Candona candida*, en revanche son habitat est toutefois plus spécifique. Cette espèce, bien que tolérant des augmentations de température, se développe préférentiellement dans les eaux froides (espèce oligothermophile). Du fait de sa niche écologique, *Candona neglecta* est concurrencé par *Candona candida* lors de la colonisation des eaux profondes.

- *Fabaeformiscandona fabaeformis* (superfamille : *Cypridoidea*) se développe préférentiellement dans les zones littorales soumises à un assèchement estival (0-3 m).

- *Cypria ophtalmica* (superfamille : *Cypridoidea*) est très répandu et particulièrement résistant aux variations extrêmes des facteurs environnementaux. Sa capacité d'adaptation ainsi que son caractère nectonique lui confèrent une variété de niches écologiques très étendue. *Cypria ophtalmica* se développe donc dans l'ensemble de la colonne d'eau.

- *Cypridopsis vidua* (superfamille : *Cypridoidea*) est un organisme nectonique, qui colonise l'ensemble du domaine lacustre. Toutefois, cette espèce semble se développer préférentiellement dans les zones littorales riches en végétation. *Cypridopsis vidua* se caractérise également par une faible tolérance aux diminutions de la teneur en O₂ des eaux.

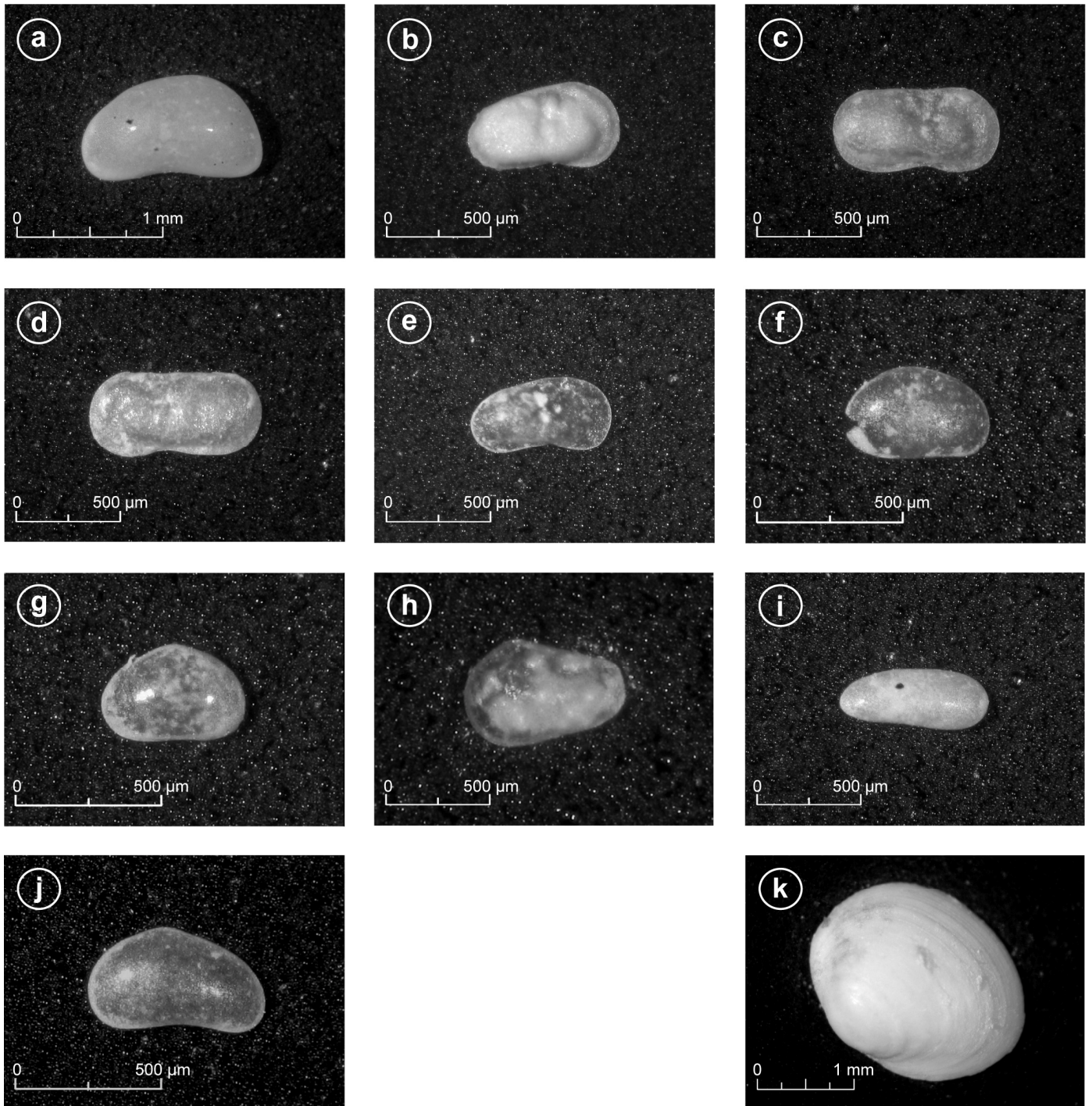


Figure 64. De a à j - Principales espèces d'ostracodes identifiées dans la séquence SP05 ; k- *Pisidium* (mollusque).

a) *Candona candida* ; b) *Leucocythere mirabilis* (femelle) ; c) *Leucocythere mirabilis* (mâle) ; d) *Limnocythere sanctipatricii* (femelle) ; e) *Limnocythere inopinata* (femelle) ; f) *Cypria ophtalmica* ; g) *Cypridopsis vidua* ; h) *Cytherissa lacustris* ; i) *Darwinula stevensoni* ; j) *Fabaeformiscandona fabaeformis* .

- *Darwinula stevensoni* (superfamille : *Darwinuloidea*) est caractéristique des zones littorales n'excédant pas 6 m de profondeur. Dans les lacs oligotrophes, *Darwinula stevensoni* semble se développer à une profondeur de l'ordre de 1,5 m, à proximité des ceintures de macrophytes.

Lors du dénombrement des ostracodes, un comptage des organismes annexes a également été réalisé, mais leur identification spécifique n'a pas été effectuée. Ces différents organismes, *Limnée* et autres gastéropodes, sont des organismes se développant préférentiellement dans les zones littorales. Parmi eux, *Pisidium* (mollusque bivalve, figure 64-k) a la capacité de coloniser l'ensemble du domaine lacustre. Néanmoins, sa densité de population est plus élevée dans la zone littorale, plus favorable à son développement.

VI.2. Comptage spécifique

VI.2.1. Méthodologie

Deux approches complémentaires de la diversité des espèces peuvent être utilisées.

L'étude de l'abondance relative des espèces permet de s'affranchir des effets de dilution inhérents aux variations des flux de particules sédimentaires (détritiques et authigènes). En effet, le volume analysé demeure invariable mais les flux en particules et donc les volumes associés diffèrent d'un échantillon à l'autre, générant une dilution du nombre de valves plus ou moins importante. Si cette approche permet de s'affranchir de la dilution par les apports sédimentaires, en revanche elle ne permet pas d'appréhender les variations démographiques réelles des différentes espèces : l'augmentation de la concentration d'une espèce ne sera pas toujours synonyme de son développement mais pourra résulter de la diminution relative d'une autre population. Ainsi, une sur-représentation de certains taxa peut être observée. Dans la suite de ce mémoire, cette approche est utilisée afin d'établir des assemblages types et les espèces dominantes selon les périodes.

L'étude des abondances absolues (nombre de valves) est possible lorsque le volume de sédiment analysé demeure constant, ce qui est le cas lors de cette étude. Toutefois, des effets de dilution par les apports particuliers sont toujours possibles. De tels effets engendrent une covariation de l'ensemble des taxa. Ce phénomène n'est pas observé sur la séquence SP05,

même au cours des périodes de forts taux de sédimentation (notamment **de 9 400 à 6 300 cal BP (T3c-T4) ; de 1 200 cal PB (T6) à l'actuel** ; figure 32, p.62). Cette approche permet donc de déterminer l'origine des variations relatives observées et, ainsi, d'étudier l'évolution démographique des différentes populations d'ostracodes.

VI.2.2. Les variations relatives des espèces dominantes de la séquence SP05

Les transitions observées au sein de l'évolution des assemblages (figure 66) n'apparaissent pas toujours synchrones des variations observées au sein du bassin versant. Ces asynchronismes entre les mutations du bassin versant et le lac peuvent résulter d'une réactivité différente des deux compartiments du système, mais également de la sensibilité du paramètre étudié. En effet, les ostracodes, comme tout organisme vivant, présentent une capacité d'adaptation variable selon les espèces et les contraintes du milieu. Des effets de seuil sont donc parfois à envisager.

Les ostracodes sont absents depuis la base de la séquence jusqu' à **10,77 m**, profondeur à partir de laquelle ils apparaissent ponctuellement et en très faibles quantités (figure 65). A partir de **10,33 m (T0a)**, le lac est colonisé en continu par ces organismes ; l'espèce dominant l'assemblage diffère dans le temps.

- De **T0a (10,33 m) à T1a (≈ 15 900 cal BP)**, l'abondance des valves tend à croître faiblement de **T0a à T0b (10,33-9,65 m)**, indiquant une colonisation progressive du milieu, puis se stabilise sur l'intervalle **T0b-T1 (9,65 m - ≈ 18 500 cal BP)**. La transition **T1** est soulignée par une forte augmentation de l'abondance des valves sur une période de l'ordre de 200 ans. Ce développement des populations précède une phase décroissante, qui perdure jusqu'à **T1a (≈ 15 900 cal BP)**, avec une accentuation du phénomène de ≈ 17 250 cal BP à ≈ 16 400 cal BP.

L'assemblage est largement dominé par *Leucocythere mirabilis*, qui représente entre 61 et 100 % des espèces observées. Au cours de cette période, *Limnocythere sanctipatricii* est présent ponctuellement en faibles proportions puis de manière continue à partir de 8,90 m. L'introduction de cette espèce provoque une décroissance de la contribution relative de *Leucocythere mirabilis* dans l'assemblage. *Candona candida* est également observé ponctuellement et en très faible quantité. Cette période, dominée par les

espèces benthiques de milieux oligotrophiques froids, révèle une colonisation progressive du lac.

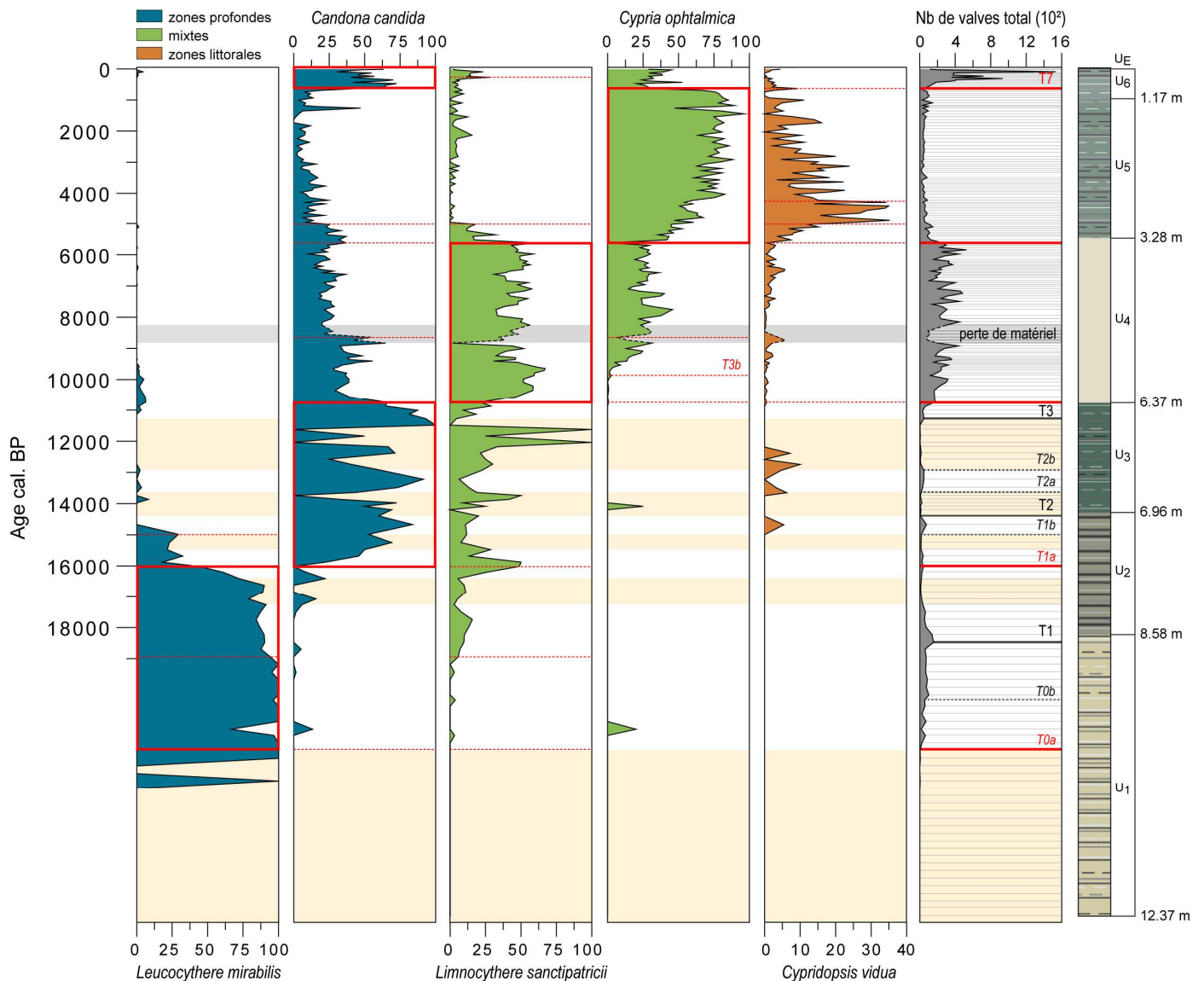


Figure 65. Abondance relative (%) des principaux taxa d'ostracodes.

- De 15 900 cal BP (T1a) à 10 800 cal BP, le nombre de valves observées, au demeurant faible, semble diminuer d'autant plus au cours de différents intervalles : T2-T2a (≈ 14 400-13 500 cal BP) et T2b-T3 (≈ 12 900-11 300 cal BP).

L'espèce dominante de l'assemblage est soit *Candona Candida*, soit *Limnocythere sanctipatricii*. *Limnocythere sanctipatricii* ne domine que lorsque l'abondance d'ostracodes est faible. *Leucocythere mirabilis* perdure toutefois jusqu'à T1b

(\approx **15 000 cal BP**), mais en faibles proportions (de l'ordre de 25 %), puis devient négligeable dans l'assemblage (figure 65).

Cette alternance dans l'espèce dominante ainsi que le faible nombre de valves observées traduisent un milieu encore peu colonisé et régulièrement déstabilisé par des épisodes de dégradation perturbant les espèces présentes.

▪ De **10 800 à 5 600 cal BP**, l'abondance des valves (200-400 valves) et la diversification des espèces (formes benthiques, mixtes et littorales) indiquent une colonisation de l'ensemble des niches écologiques du lac.

Limnocythere sanctipatricii représente en moyenne 50 % des valves identifiées alors que *Candona candida* ne représente plus que 25 %. La contribution restante résulte du développement de *Cypria ophtalmica* à partir de **T3b (\approx 9 850 cal BP)**. *Cypridopsis vidua* apparaît également en continu au cours de cette période selon des proportions moindres.

L'intervalle **8 750-8 440 cal BP** correspond à une perte de matériel, suite à une erreur lors de la manipulation des échantillons. Cette perte ne permet donc pas une interprétation en termes de variations absolues, mais permet néanmoins l'observation des variations relatives au sein de l'assemblage. Ainsi, la proportion de *Candona candida* semble décroître à partir d'environ 8 600 cal BP. *Limnocythere sanctipatricii* et *Cypria ophtalmica* présentent une forte et brève diminution de leur contribution aux environs de **8 800 cal BP et 8750-8 650 cal BP** respectivement.

▪ De **5 600 à 750 cal BP (T7)** l'abondance de valves diminue fortement (environ 100 valves par échantillon). Cette période est dominée par *Cypria ophtalmica* qui représente en moyenne 75 % des espèces observées. *Candona Candida* montre une tendance décroissante, mais constitue néanmoins la deuxième espèce dominante (de 25 à 10 %), alors que *Limnocythere sanctipatricii* ne représente plus qu'une fraction négligeable de l'assemblage (quelques pourcents). La contribution de *Cypridopsis vidua* varie entre 35 et 5 %. Cette période, marquée par le déclin de l'abondance des espèces benthiques au profit des espèces littorales (*Cypridopsis vidua* et *Cypria ophtalmica*), est définie par une domination des espèces « détritiques » sur les espèces développées « in situ ». Cet intervalle est toutefois nuancé par des variations intrinsèques.

En effet, *Limnocythere sanctipatricii*, bien qu'en proportions plus faibles que précédemment, se maintient autour de 20 % de **5 500 à 5 000 cal BP**, avant de décroître brutalement pour ne représenter qu'une fraction négligeable de l'assemblage (figure 65). Au cours de cette même période, *Candona candida* se maintient à des pourcentages similaires à ceux observés au cours de l'intervalle précédent, puis décline rapidement (de 25 à 10 %). *Cypridopsis vidua* croît rapidement, son abondance relative atteignant des proportions de l'ordre de 35 % entre **5 000 et 4 300 cal BP**, puis décroît progressivement et ne représente que quelques pourcents à l'issue de cette période.

▪ De **T7 (750 cal BP) à l'actuel**, l'abondance de valves augmente rapidement et atteint jusqu'à 1 600 valves par échantillon. Il s'agit de l'intervalle le plus riche de la séquence. L'assemblage est dominé par *Candona candida* qui atteint rapidement près de 75 %, puis tend à décroître sensiblement. Il est complété par *Cypria ophtalmica* qui, *a contrario* décroît brusquement (20 %), puis croît à nouveau à partir de **ca 700 cal BP**. *Cypridopsis vidua* est observé en proportions négligeables, alors que *Limnocythere sanctipatricii* tend à se développer à la faveur de la décroissance de *Candona candida* au cours des trois derniers siècles (environ 10 %).

Cet assemblage dominé par les espèces benthiques suggère des conditions en fond de lac très favorables au développement des espèces benthiques.

VI.2.3. Variations absolues des espèces

L'évolution absolue des différentes populations identifiées (figure 66) varie suivant les transitions majeures observées précédemment.

▪ De **T0a (10,33 m) à T1a (≈ 15 900 cal BP)** l'absence de forme à caractère littoral indique des conditions peu favorables, soit une masse d'eau probablement trop froide pour permettre leur développement. Cette hypothèse est corroborée par la domination d'espèces caractéristiques de milieux froids. L'évolution démographique de *Leucocythere mirabilis* suit un accroissement progressif entre **T0a et T0b (10,33-9,65m)**. La transition **T1 (≈ 18 500 cal BP)** correspond à une rapide et très importante augmentation de la population de *Leucocythere mirabilis*. Cette augmentation, observée pendant près de 200 ans, est suivie d'un important déclin. Au cours de cet intervalle, la population de *Limnocythere sanctipatricii* se développe sensiblement

avant de décliner également (figure 66). Cet « évènement » traduit une évolution de la colonne d'eau favorable au développement de ces deux espèces et notamment de *Limnocythere sanctipatricii* dont les niches écologiques sont plus variées. Un nouveau déclin suit cette phase d'abondance, soulignant une détérioration du milieu liée soit à une phase de détritisme, soit à une détérioration climatique qui provoque une variation de la température de la colonne d'eau. Cette dégradation s'accroît entre environ **17 700 et 16 400 cal BP**, entraînant une complète disparition de la population de *Limnocythere sanctipatricii* ainsi qu'une importante décroissance de *Leucocythere mirabilis*. Ces deux espèces semblent se rétablir progressivement à partir de **ca 16 400 cal BP**, toutefois en abondances moindres.

▪ **D'environ 15 900 cal BP (T1a) à 10 800 cal BP**, l'abondance en ostracodes est faible (figure 66). Des épisodes de très faible abondance sont observés. La diversité des taxa est plus importante. En effet, de nouvelles espèces dont *Fabaeformiscandona fabaeformis* et *Cypridopsis vidua*, caractéristiques de la zone littorale, et des organismes tels que *Pisidium* (à **partir de T1b ; ≈ 15 000 cal BP**) apparaissent ponctuellement (figure 67). Les conditions environnementales semblent favorables à l'occupation de l'ensemble des niches écologiques, toutefois cette biodiversité demeure ponctuelle et traduit une période relativement instable.

Les phases enrichies en ostracodes sont contemporaines de la croissance démographique de *Candona candida*, *Leucocythere mirabilis* ayant disparu de la séquence à partir de **T1b (≈ 15 000 cal BP)**. Les périodes de très faible abondance correspondent au déclin de cette même espèce mais également, dans une moindre mesure, de *Limnocythere sanctipatricii* et de *Cypridopsis vidua*, ces derniers étant encore faiblement implantés dans le système. Ces phases de « déprise », au nombre de trois, présentent des caractéristiques différentes. En effet, les périodes **15 450-15 000 cal BP (T1b)** et **T2b-T3 (≈ 12 900-11 300 cal BP)** présentent une décroissance de l'ensemble des populations d'ostracodes, et de *Pisidium* (figure 65). L'ensemble des niches écologiques semble donc affecté : il s'agit sans doute d'une dégradation globale du milieu. *A contrario*, au cours de l'intervalle **T2-T2a (≈ 14 400-13 500 cal BP)**, *Fabaeformiscandona fabaeformis*, *Pisidium* et limnées sont observés alors que la population de *Cypridopsis vidua* diminue. Ces occurrences en milieu profond suggèrent une phase d'apport de matériel en provenance des zones littorales.

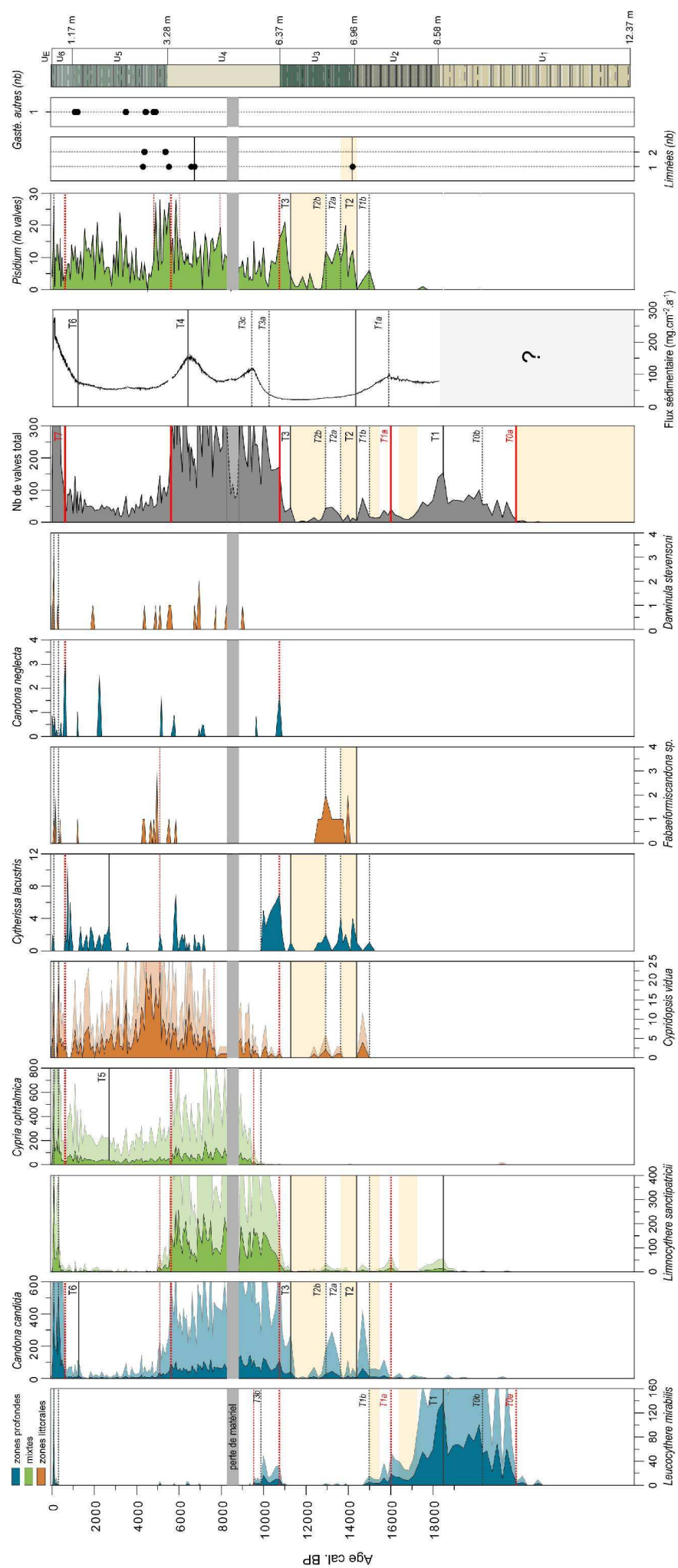


Figure 66. Abondance absolue des différents taxa d'ostracodes identifiés dans la séquence SP05 ; exprimée en nombre de valves.

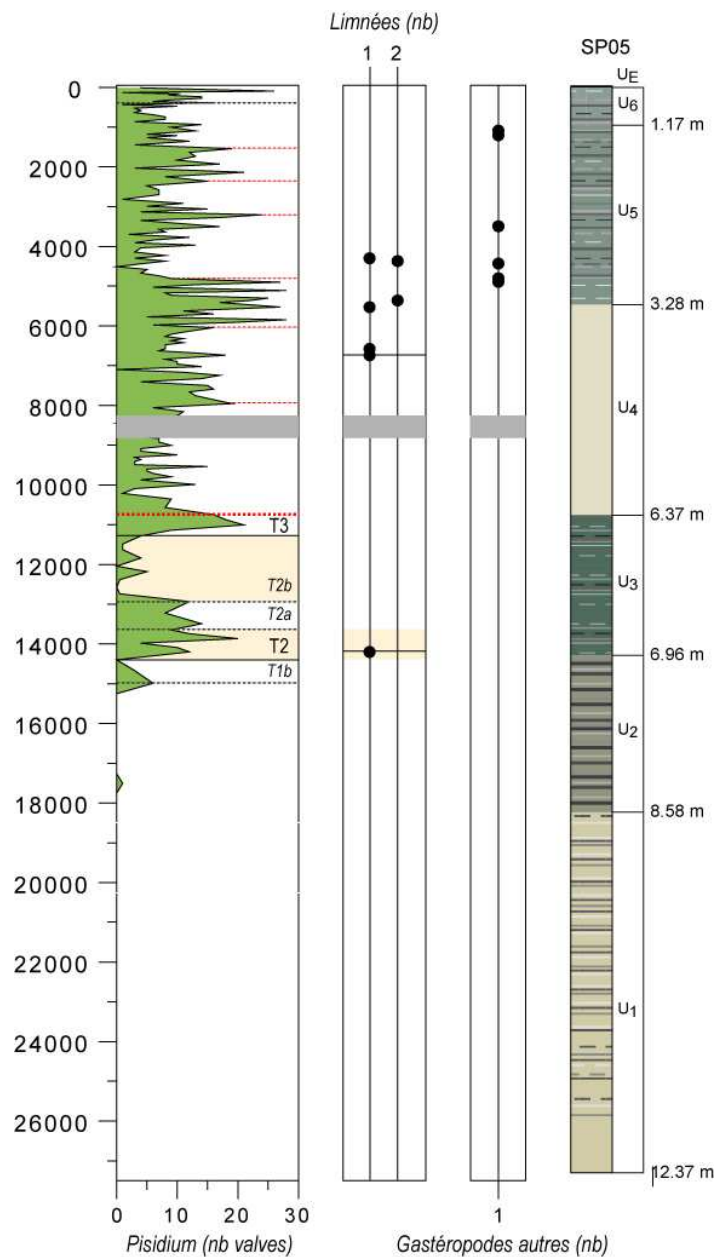


Figure 67. Comptage des organismes annexes (exprimés en nombre de tests).

- D'environ 10 800 à 5 600 cal BP, l'abondance très élevée de valves est associée à une diversification des espèces, favorisée par des conditions environnementales propices. Des taxa tels que *Candona neglecta*, *Darwinula stevensoni* ou encore *Cytherissa lacustris*, organismes à habitat plus spécifique, sont observés ponctuellement. *Cypria ophtalmica* apparaît également au cours de cet intervalle. *Pisidium* semble enfin coloniser le lac en continu (figures 62 et 63).

De **10 800 à 9 850 cal BP (T3b)**, *Leucocythere mirabilis* est observé en quantités relativement faibles avant de disparaître à nouveau de la séquence à partir de **9 500 cal BP**. Au cours de cette même période, la présence de *Cytherissa lacustris* est également observée. Cette association pourrait être l'indice d'une période au cours de laquelle les eaux demeurent relativement froides.

A partir de **9 500 cal BP**, *Cypria ophtalmica* colonise également le milieu, probablement favorisée par un réchauffement du lac. *Cypridopsis vidua*, espèce principalement littorale, apparaît régulièrement en faibles quantités avant de connaître un vrai essor à partir de **7 600 cal BP**. Cette augmentation de leur abondance, en milieu lacustre profond, peut être soit la conséquence d'une croissance de la population en zone littorale, soit une accentuation des flux détritiques depuis cette zone. Une nouvelle augmentation de leur présence est observée entre **6 700 et 6 500 cal BP** (proche de **T4**). L'observation de limnées dans les sédiments ainsi que la disparition temporaire de *Cytherissa lacustris* (présent régulièrement depuis 7 200 cal BP) au cours de ces deux siècles soulignent une phase de détritisme accrue.

▪ **De 5 600 à 750 cal BP (T7)**, l'abondance en ostracodes décroît brutalement. Cette décroissance est la conséquence d'une réduction des populations benthiques et mixtes telles que *Candona candida* et *Limnocythere sanctipatricii* ou encore *Cypria ophtalmica* (bien qu'espèce dominante).

Les occurrences fréquentes de *Fabaeformiscandona fabaeformis*, de limnées et de gastéropodes (figures 62-63) indiquent un important détritisme en provenance des zones littorales très peu profondes.

Au cours de l'intervalle de **5 600 à 5 000 cal BP.**, les abondances de *Candona candida* ainsi que *Limnocythere sanctipatricii* décroissent rapidement (figure 66). Dès lors, les populations sont très restreintes. *Cypria ophtalmica*, espèce très résistante, demeure très abondant malgré une réduction de sa population à **5 600 cal BP**. L'abondance de *Pisidium* (figure 67), la présence de formes littorales et l'observation de limnées, indiquent probablement un épisode détritique à l'origine de la déstabilisation des populations à caractère benthique ou mixte.

Entre **5 000 et 4 400 cal BP**, l'augmentation brutale de la population de *Cypridopsis vidua* ainsi que les occurrences régulières de *Darwinula stevensoni* et de *Fabaeformiscandona fabaeformis* semblent indiquer une accentuation de ce

phénomène. Toutefois, dès **4 400 cal BP**, ces indicateurs littoraux sont moins fréquents et la population de *Cypridopsis vidua* se réduit progressivement.

A partir de **T5 (2 600 cal BP)** *Cytherissa lacustris* est à nouveau observée régulièrement dans la séquence, probablement en raison d'un retour à des conditions favorables à son développement, c'est-à-dire des eaux plus froides et bien oxygénées. Bien que les conditions environnementales semblent plus favorables aux espèces benthiques, les quantités de *Candona candida* demeurent très faibles. Un nouvel essor n'est observé qu'à partir de **T6 (1 200 cal BP)**.

▪ **De T7 (750 cal BP) à l'actuel**, l'abondance en valves de cet intervalle est la plus forte de la séquence. L'ensemble des taxa observés précédemment est représenté, à l'exception de *Cytherissa lacustris* présent uniquement au cours des 20 dernières années. Des niveaux d'augmentation brutale des différentes populations ont pu être identifiés à 270 cal BP (1675 AD) et 90 cal BP (1855 AD). Ces niveaux, caractérisés par une forte abondance de l'ensemble des espèces, sont également marqués par la présence d'organismes entiers caractéristiques des différentes niches écologiques. Cette observation peut être un indice de thanatocénose, soit une mort massive des organismes en raison d'une dégradation brutale de l'environnement.

VI.2.4. Rythmicité des populations au cours des 6 000 dernières années

Les densités de population de certaines espèces sont caractérisées par des augmentations brèves, plus ou moins régulières, au cours des huit derniers millénaires. Ces populations (figure 68) sont principalement *Cypridopsis vidua*, *Pisidium* et *Cypria ophtalmica*. Les espèces typiques des eaux profondes, telles que *Candona candida*, ne présentent pas ces variations.

Une augmentation quasi systématique des populations de *Cypridopsis vidua*, *Cypria ophtalmica* et *Pisidium* caractérise ces niveaux. Ces variations peuvent être de deux origines non exclusives. Elles peuvent être le reflet d'un développement des populations en zones littorales et sublittorales et/ou d'une augmentation du détritisme en provenance de ces zones.

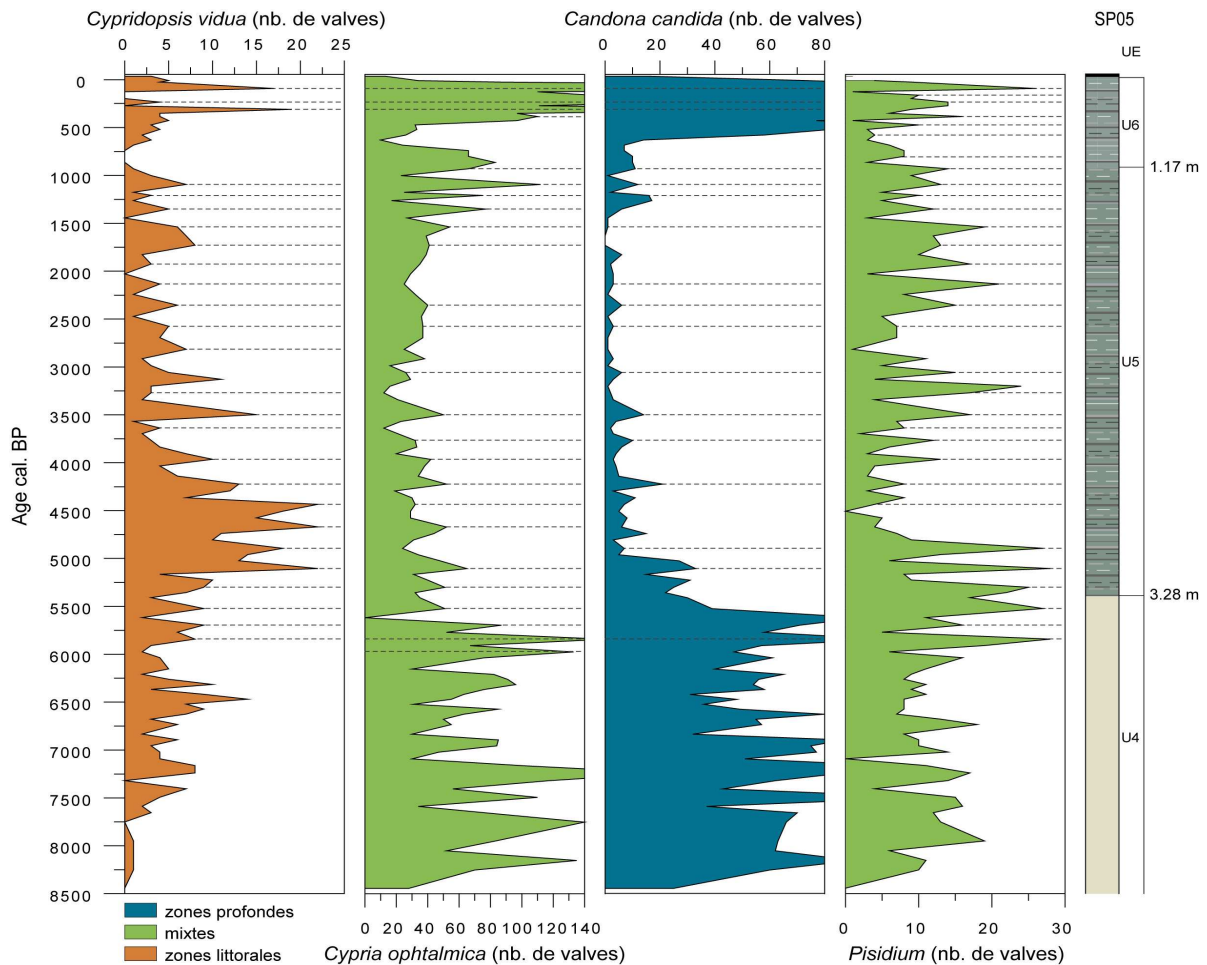


Figure 68. Rythmicité des organismes littoraux et sublittoraux au cours des 8 500 dernières années (abondance absolue exprimée en nombre de valves).

Ces niveaux riches en espèces littorales correspondent aux niveaux particuliers identifiés par la granulométrie et la chimie du sédiment (chapitre III). Le signal granulométrique des sédiments et l'évolution géochimique suggère un lessivage moins important du bassin versant et/ou de courts épisodes d'accentuation de la production autochtène.

L'augmentation des populations typiques des niches écologiques littorales semble en faveur d'une amélioration des conditions environnementales dans ces zones, probablement par une augmentation de la température des eaux.

L'origine et les conditions de mise en place de ces niveaux particuliers seront discutés ultérieurement (cf partie 4).

Chapitre VII

L'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes benthiques

Diverses archives permettent de reconstituer la signature $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations ($\delta^{18}\text{O}_\text{P}$). A l'échelle des temps géologiques, les plus reconnues pour l'hémisphère Nord sont les carottes de glaces groenlandaises (NGRIP, GRIP, GISP2). Parmi les archives continentales européennes, couramment étudiées et ayant le potentiel de reconstituer ce même $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$, figurent les cernes d'arbres (McCarroll & Loader, 2004 ; Danis *et al.*, 2006), les inclusions fluides des spéléothèmes (Dennis *et al.*, 2001 ; Genty *et al.*, 2002 ; McDermott, 2004), ou encore les ostracodes benthiques (von Grafenstein *et al.*, 1999a). Néanmoins, la calibration en termes de température demeure malaisée en raison de biais propres au fonctionnement de ces enregistreurs. De fait, seules quelques études ont permis une quantification de la relation température- $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$ (Rozanski *et al.*, 1992 ; von Grafenstein *et al.*, 1996).

VII.1. Du $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$ (précipitations) au $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ (ostracodes)

VII.1.1. Généralités : isotopes et fractionnement

La molécule d'eau est un assemblage de divers isotopes de l'oxygène (^{16}O , ^{17}O , ^{18}O) et de l'hydrogène (^1H , ^2H , ^3H). Parmi les assemblages atomiques stables possibles dans les eaux naturelles, $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$, $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$, $^2\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$ sont les plus couramment étudiés. En raison de leurs différences de géométrie et de masse, ces molécules se caractérisent par des comportements physico-chimiques légèrement différents, notamment lors du fractionnement isotopique. En effet, ce dernier favorise la concentration des isotopes légers dans les phases les plus énergétiques, c'est-à-dire présentant une entropie plus importante (soit dans la phase gazeuse lors de la transition liquide-gaz).

Le fractionnement isotopique revêt deux aspects : le fractionnement à l'équilibre et le fractionnement cinétique. Le fractionnement à l'équilibre (ϵ^*) induit un transfert des molécules équivalent d'une phase à l'autre. Ce transfert résulte d'une différence de pression de vapeur des molécules, il est donc thermodépendant (Majoube, 1971). Lorsque le système est

en état de déséquilibre, des effets cinétiques interviennent. Ce type de fractionnement est alors contrôlé par la différence de diffusivité des molécules, le gradient d'humidité et le gradient de température (Gonfiantini, 1986). Ceci est notamment observé au-dessus d'une surface d'eau libre lorsque la vapeur atmosphérique est sous-saturée.

Afin de pouvoir identifier les variations de composition isotopique, nous utilisons le paramètre δ , défini comme le rapport du rapport isotopique de l'échantillon (R_{ech}) et de celui d'un standard (R_{st}).

$$\delta \text{‰} = \left(\frac{R_{ech}}{R_{st}} - 1 \right) \times 1000$$

$$\text{avec } R = \frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \text{ ou } \frac{{}^2\text{H}}{{}^1\text{H}}$$

Les standards utilisés sont le SMOW pour le ${}^2\text{H}$ et le ${}^{18}\text{O}$ (*Standard Mean Ocean Water*) dans le cas d'échantillons d'eau, et le PDB lors de l'analyse des carbonates (*Pee Dee Belemnite*).

VII.1.2. Transfert de la signature isotopique $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations de la source au continent

A l'échelle de la planète, la composition isotopique des précipitations est distillée suivant la droite dite des précipitations météoriques mondiales ou *Meteoric Water Line* (MWL). L'équation de cette droite est la suivante :

$$\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10 \text{‰}$$

La pente de valeur 8 traduit le fractionnement à l'équilibre des atomes ${}^2\text{H}$ et ${}^{18}\text{O}$. La valeur 10 ‰ correspond aux effets cinétiques lors de la formation de la vapeur d'eau sur les océans.

D'un site à l'autre, les signatures isotopiques des précipitations se positionnent différemment par rapport à cette droite, et ce, bien qu'elles proviennent d'une même source évaporée.

La composition isotopique des précipitations sur un site dépend de la température d'évaporation de la source (effet saisonnier) mais également de la distance source/site (effet de continentalité) et de la température de condensation du nuage. Le fractionnement découlera principalement de la différence de température de l'air entre le site et la zone source. Le modèle de distillation de Rayleigh (figure 69) permet de modéliser l'évolution de la composition isotopique du nuage au cours de son déplacement depuis la source évaporée.

La masse d'air se déplace, le nuage se condense et génère des pluies de plus en plus appauvries en isotopes lourds, mais relativement enrichies par rapport à la composition du nuage dont elles sont issues (Dansgaard, 1964).

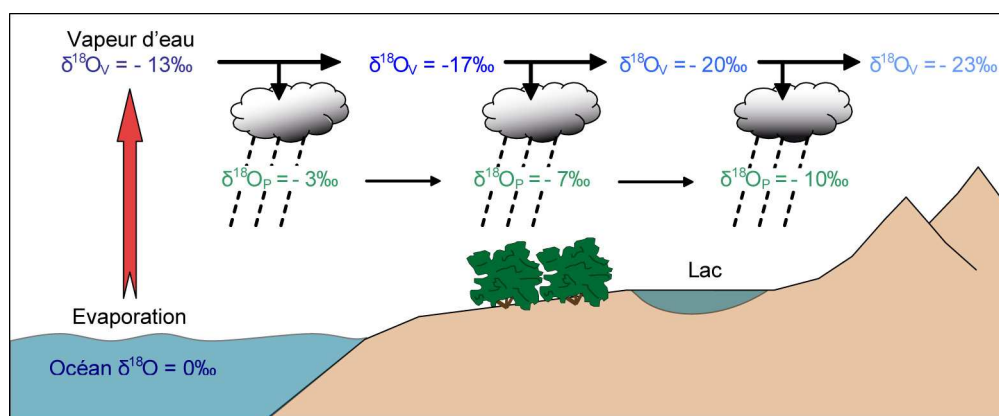


Figure 69. Modèle de distillation de Rayleigh

En Europe, le transport s'effectue depuis l'océan Atlantique Nord via le système dépressionnaire (Hoffmann *et al.*, 2000). Ce système présente une saisonnalité. Durant l'été, les basses pressions sont déplacées vers le Nord et la température de surface des océans est élevée, ce qui induit une forte saturation et un gradient thermique océan/continent plus faible. La pénétration des précipitations dans les terres est, dès lors, accrue. En hiver, le gradient thermique est plus fort et la condensation de la vapeur intervient plus rapidement au cours du déplacement de la masse d'air. Ceci se traduit, sur un même site, par un appauvrissement du $\delta^{18}\text{O}_p$ par rapport à celui enregistré en période estivale.

La comparaison des valeurs de $\delta^{18}\text{O}_p$ annuelles et des températures des sites de prélèvement a démontré une dépendance effective de ces deux paramètres (Rozanski *et al.*, 1992).

Outre le processus de distillation de Rayleigh, la signature $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$ elle-même peut être perturbée par la présence de reliefs qui tend à générer un appauvrissement progressif en ^{18}O du nuage. En Europe, cet appauvrissement serait de l'ordre de -0,16 ‰ à -0,4 ‰ par 100 m d'élévation (Siegenthaler & Oeschger, 1980 ; Danis, 2003).

VII.1.3. Enregistrement du $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$ dans les systèmes lacustres ($\delta^{18}\text{O}_\text{L}$)

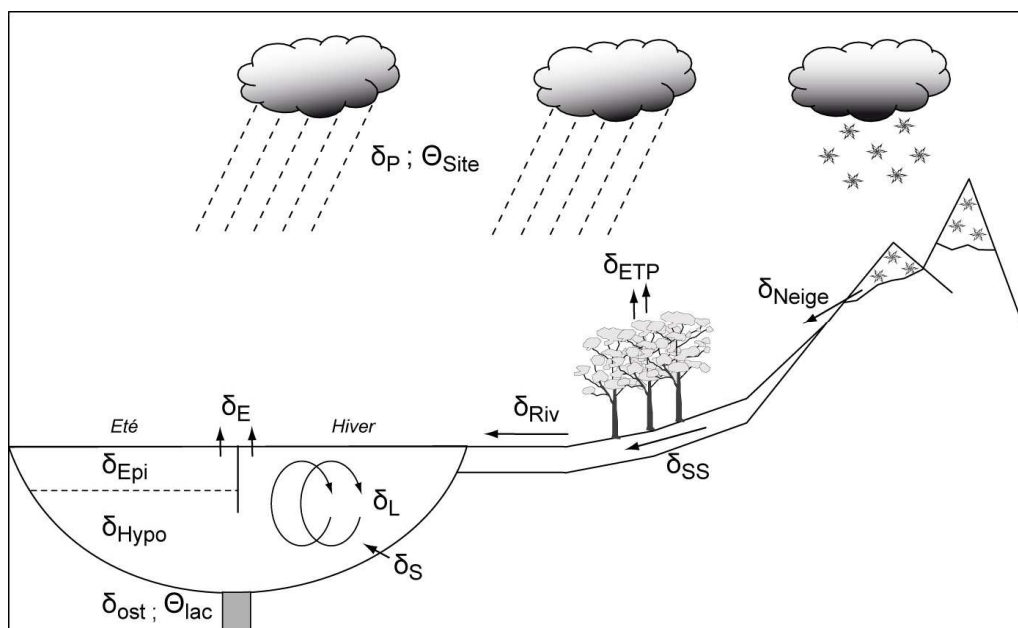


Figure 70. Facteurs de contrôle de la signature isotopique lacustre (^{18}O et ^2H) ; δ_L : lac homogène ; $\delta_\text{épi}$: épilimnion ; δ_hypo : hypolimnion ; δ_Riv : rivières, écoulements de surface ; δ_SS : sols ou écoulements de sub-surface ; δ_S : apports sous-lacustres ou écoulements retardés ; δ_E : vapeur d'eau ; δ_ost : ostracodes ; Θ_lac : température des eaux du lac.

La relation $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$ -température est soumise à différents filtres lors du transfert vers l'enregistreur $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ ($\delta^{18}\text{O}$ des tests d'ostracodes). En milieu lacustre, les diverses sources d'altération du signal sont l'évaporation/évapotranspiration, la percolation, et enfin les écoulements retardés et instantanés (figure 70). En effet, ces différents mécanismes induisent une perte (évaporation) ou un stockage des apports atmosphériques au niveau des neiges, sols, aquifères et systèmes fluviaux, qui viennent diluer la signature instantanée des précipitations.

a) Les effets du bassin versant

Si la végétation ($\delta^{18}\text{O}_\text{ETP}$), par sa faible capacité de stockage, a une influence négligeable sur le $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$, le sol ($\delta^{18}\text{O}_\text{SS}$), lui, délivre une quantité importante d'eau suivant les

saisons et présente une hétérogénéité spatiale de rétention (différences de perméabilité). Les précipitations percolent vers les aquifères préférentiellement en hiver. Durant cette période, la réduction de la photosynthèse et de l'évapotranspiration, ainsi que la saturation progressive des sols, permettent une homogénéisation partielle ou totale de la signature isotopique de ce réservoir. En période estivale, la sous-saturation des sols, couplée au phénomène de succion par les racines, favorise l'évaporation. Seules les fortes pluies sont susceptibles de pénétrer en profondeur. Le transfert de la signature des sols est une source supplémentaire d'atténuation de $\delta^{18}\text{O}_p$, la signature de ce compartiment étant assimilable à une signature $\delta^{18}\text{O}_p$ moyennée sur une période de quelques mois (McDonnell *et al.*, 1991).

La source majeure d'altération du signal $\delta^{18}\text{O}_p$ est l'apport par les rivières. Un rapport I/V élevé (volume des apports/volume du lac) du système indique, outre un temps de résidence faible des eaux du lac, un contrôle fluvial dominant sur le lac. Ce facteur implique à la fois un effet mineur de l'évaporation et une forte influence de la variabilité saisonnière des rivières sur la signature moyenne annuelle des eaux du lac (Leng & Marshall, 2004). L'effet saisonnier présente une variabilité interannuelle difficilement quantifiable, notamment en raison de la complexité de la composition isotopique des rivières.

Les précipitations peuvent engendrer trois types d'écoulements distincts identifiables au sein du débit de la rivière (McDonnell *et al.*, 1991) :

- l'écoulement instantané, dont la signature est celle des précipitations du jour ;
- l'écoulement retardé, qui correspond à la signature du réservoir de sub-surface, c'est-à-dire la signature des précipitations moyennées sur plusieurs mois ;
- l'écoulement de base, qui correspond à la contribution des aquifères dont la composition isotopique est une moyenne des précipitations sur plusieurs mois voire plusieurs années.

Ces écoulements retardés provoquent une atténuation de la signature $\delta^{18}\text{O}_p$ plus ou moins importante selon leurs contributions relatives au débit global des rivières. Cette atténuation sera dépendante de la pluviosité et de l'infiltration. En période estivale, la sous-saturation des sols favorise l'infiltration des précipitations au détriment de l'écoulement. En conséquence, les rivières, à l'étiage, se caractérisent par des signatures isotopiques dominées

par les signatures des écoulements retardés et marquées par une forte atténuation de $\delta^{18}\text{O}_p$. Au cours de cette période, seuls les événements pluvieux intenses sont susceptibles de se répercuter sur les débits. Lorsque la pluviosité est suffisante pour permettre la restitution des précipitations par les rivières, la signature isotopique des rivières est dominée par la signature $\delta^{18}\text{O}_p$.

Le transfert de $\delta^{18}\text{O}_p$ par les rivières est donc variable selon les saisons mais également les années.

b) Effets inhérents au fonctionnement du lac

Outre les différents « filtres » associés au bassin versant, une altération du signal $\delta^{18}\text{O}_p$ est également induite par le fonctionnement même du lac.

L'évaporation, systématique pour tout plan d'eau sous atmosphère non saturée, est un facteur de modification supplémentaire de la signature $\delta^{18}\text{O}_L$. Elle entraîne un enrichissement des eaux de surface du lac, dont l'impact sur la signature moyenne $\delta^{18}\text{O}_L$ est dépendant du rapport entre évaporation et apports au lac, ou encore du rapport entre la surface du lac et celle du bassin versant (A_0/A_d ; von Grafenstein *et al.*, 1992). La variation engendrée est toutefois atténuée lors du mélange annuel de la colonne d'eau.

Un effet saisonnier généré par le contraste de densité entre rivières et lac, c'est-à-dire principalement le contraste de température entre les deux masses d'eau (Danis, 2003), affecte également le transfert de $\delta^{18}\text{O}_p$ vers le lac. Lors des périodes de stratification, les eaux fluviales ne sont pas assez denses pour affecter les couches inférieures du lac et ne sont donc incorporées que par l'épilimnion. Or, cette couche étant préférentiellement évacuée à l'exutoire, une perte de l'information $\delta^{18}\text{O}_p$ est observée lors de la période estivale. Cette perte peut s'avérer totale lorsque les apports sont évacués sans être mélangés à l'épilimnion : il s'agit de l'effet « *summer by-pass* ».

Un effet similaire est observé au printemps lors de la fonte des neiges. L'arrivée massive d'eaux de signature hivernale induit une dilution de l'épilimnion et donc un lissage important de la signature isotopique des eaux de surface.

VII.1.4. Enregistrement de $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$ par les tests d'ostracodes ($\delta^{18}\text{O}_\text{C}$) via $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$

Les ostracodes sont essentiellement benthiques (voire endo- et épi-benthiques). Les tests sont donc déposés dans leur milieu de vie et reflètent les conditions environnementales régnant lors de la calcification. Le $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ des valves d'ostracodes est la résultante de deux processus distincts.

- Le fractionnement isotopique à l'équilibre (α), dépendant de la température (T) des eaux environnant l'organisme, est quantifié par l'équation de Kim & O'Neil (1997) :

$$1000.\ln \alpha = 18,03.\left(\frac{10^3}{T}\right) - 32,42$$

- L'effet vital, ou fractionnement biologique, propre à chaque espèce, induit un biais de la signature isotopique $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$. Ce biais, généré par le métabolisme de l'organisme, a été attribué à une différence de pH interne de l'ostracode, ainsi qu'au taux de calcification au sein de l'individu (Keatings *et al.*, 2002). Une étude de cultures réalisées en laboratoire a mis en évidence la constance et le caractère indépendant de ce fractionnement par rapport à la température des eaux (von Grafenstein *et al.*, 1999b).

Les ostracodes présentent l'avantage de générer un grand nombre de valves par mues successives au cours de leur vie. L'étude de leur cycle de reproduction et de croissance a mis en évidence une saisonnalité de leur développement, et a fourni ainsi une meilleure approximation de la relation $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$. Les espèces d'eaux profondes, moins affectées par la variabilité saisonnière de la température et des différents apports, permettent un enregistrement de la variabilité isotopique de ces eaux. Néanmoins, nos données montrent que les eaux du lac Saint-Point subissent un réchauffement saisonnier de l'hypolimnion (voir chapitre I.4), dû à la « faible » profondeur de la cuvette (35 m). Ce réchauffement est fortement variable d'une année à l'autre et donc source d'erreur dans la quantification du fractionnement à l'équilibre (-0.23 ‰.K^{-1} ; Kim & O'Neil, 1997).

VII.2. Le suivi hydro-isotopique

VII.2.1. Protocole et méthode

Afin d'appréhender l'effet de ces différents filtres sur la relation $\delta^{18}\text{O}_P$ - $\delta^{18}\text{O}_L$, il est nécessaire de comprendre les caractéristiques isotopiques et la dynamique hydrologique du système. Un suivi hydro-isotopique des différentes composantes du lac Saint-Point a donc été effectué sur une période d'un an.

Les données hydrologiques proviennent des différentes stations Météo-France et DIREN présentes dans la zone du bassin versant (figure 71). Les prélèvements des eaux des principales unités du système ont été effectués mensuellement.

Les unités prélevées (et les périodes de prélèvement) sont énumérées ci-dessous.

- Le lac Saint-Point (juin 2006-juin 2007) : l'épilimnion (5 m) ainsi que l'hypolimnion (33 m) ont été prélevés afin d'observer l'impact de la variabilité saisonnière sur ces deux strates, mais aussi les périodes de stratification du système.
- Les affluents (juin 2006-juin 2007) : seuls les principaux affluents ont fait l'objet d'un suivi, soient le Doubs en amont du lac (74 % des apports) et la Source Bleue (8 % des apports). Le Doubs a été prélevé au niveau du marais des Verpillères, en aval de l'arrivée de la Taverne (exutoire du lac Remoray) dans le Doubs.
- Le Doubs à l'exutoire du lac (juin 2006-juin 2007) : l'objectif est l'observation de l'incorporation des apports par le lac ainsi que la détermination de l'évaporation.
- Les précipitations (juillet 2006-juillet 2007 ; installation en juin 2006) : des pluviomètres (P1 et P2) ont été installés à des altitudes différentes dans le bassin versant afin de déterminer le gradient altitudinal de la signature isotopique des précipitations.

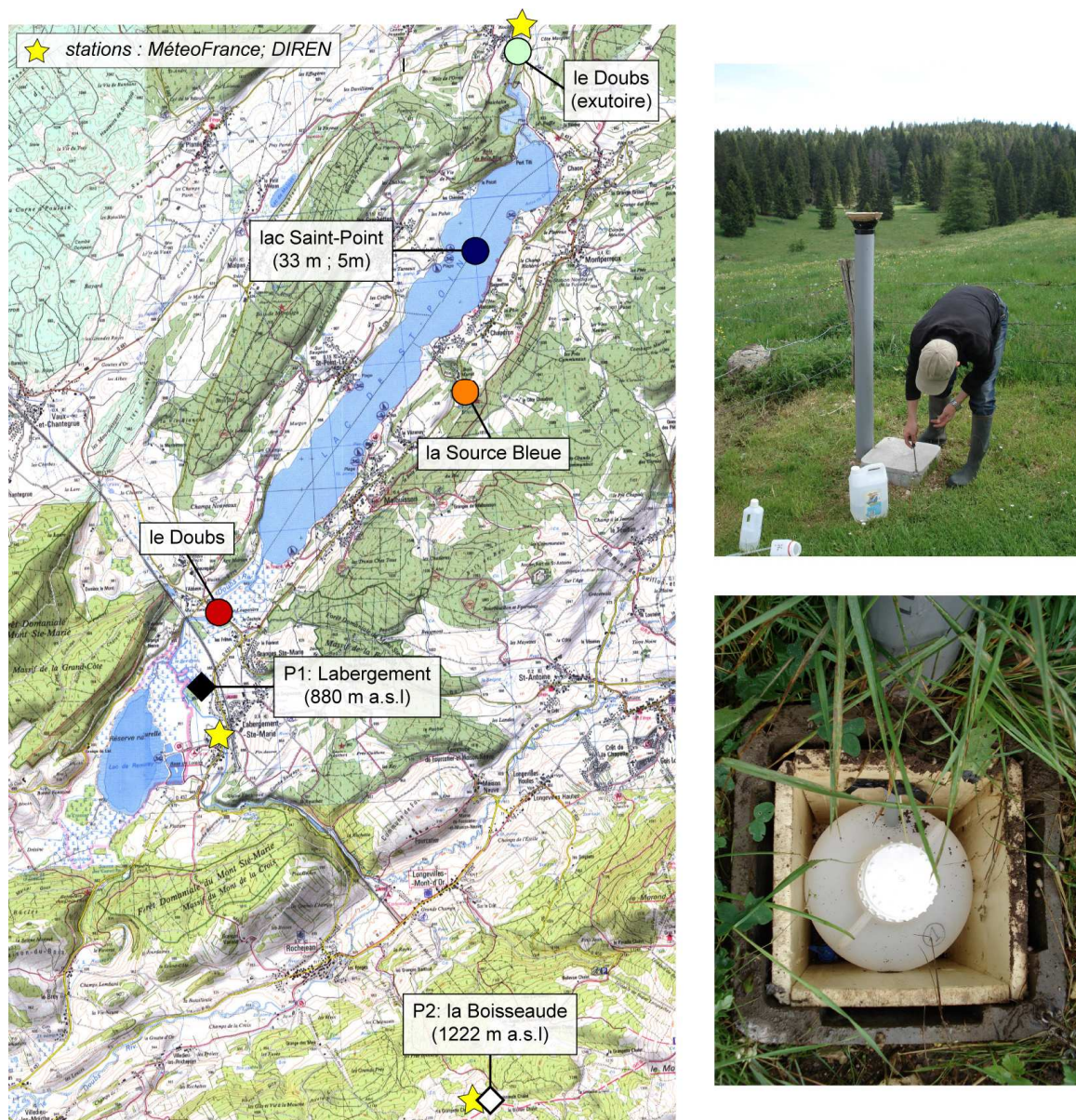


Figure 71. Carte de localisation des points de prélèvement des eaux de surface (cercles de couleur) et des précipitations (losanges) ; position des stations Météo-France et DIREN dans le bassin versant ; photographies du système de récupération des pluies.

VII.2.2. Résultats du suivi isotopique

a) Origine du $\delta^{18}\text{O}$ des différentes unités du système

Les données obtenues indiquent que la position de chaque composante du système varie suivant la droite météorique mondiale (MWL ; figure 72). Les rivières alimentant le lac sont caractérisées par des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ corrélables aux signatures des précipitations. Les

évolutions de $\delta^{18}\text{O}_L$ (épilimnion et hypolimnion) et $\delta^{18}\text{O}_{\text{Doubs}}$ à l'exutoire sont également très proches des signatures des pluies et traduisent un effet très restreint de l'évaporation sur la signature isotopique des eaux du lac. Cette observation est cohérente avec les caractéristiques inhérentes à ce type de système de taille moyenne (volume du lac : $81,1 \text{ km}^3$) sous forçage fluvial ($A_0/A_d = 0,002$; von Grafenstein, 2002 ; Leng & Marshall, 2004).

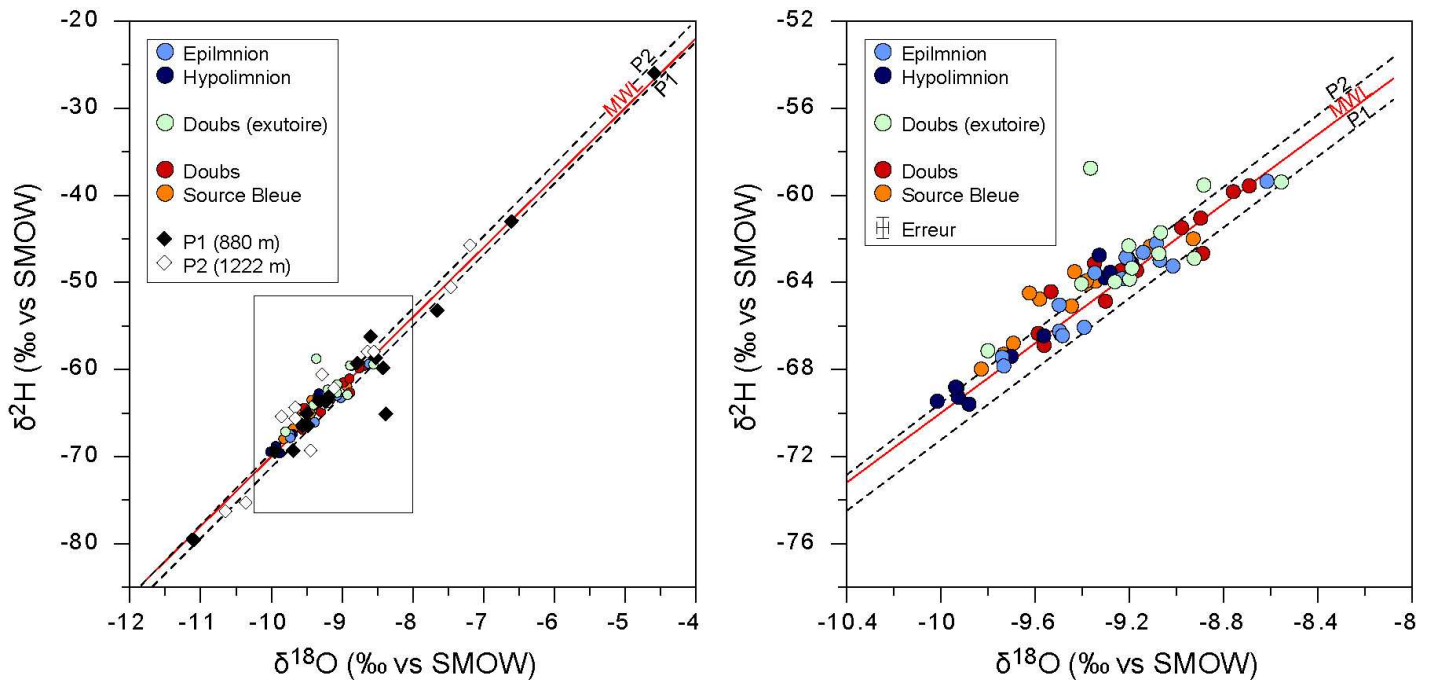


Figure 72. Signatures isotopiques des différentes unités du système comparées à la MWL (période de suivi : juin 2006-juillet 2007).

b) Les précipitations

Les signatures des précipitations (figure 73) aux deux stations de prélèvement apparaissent très proches de la droite météorique mondiale (MWL). Les échantillons n'ont donc pas subi d'évaporation significative au cours de la période de stockage *in situ* (1 mois) séparant deux prélèvements.

Les signatures respectives des stations P1 et P2 se distribuent selon deux relations linéaires proches (figure 73). Le signal de la station P2 présente une signature globalement appauvrie par rapport à la signature de la station P1 alors que les quantités de précipitations sont semblables (P1 : 1507 mm.a^{-1} ; P2 : 1574 mm.a^{-1} ; figure 74). Cet appauvrissement en ^{18}O

de 0,69 ‰ ($R^2=0,94$; $n=9$) équivaut à un gradient altitudinal de 0,2 ‰/100m d'élévation qui est cohérent avec les valeurs observées dans le Jura français (Blavoux & Mudry, 1990).

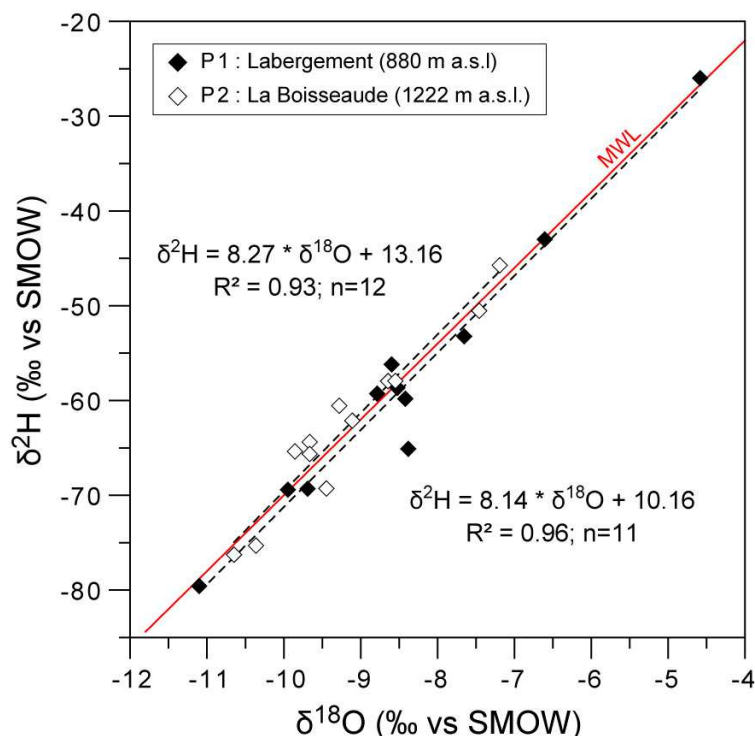


Figure 73. Signatures isotopiques mensuelles des précipitations aux stations P1 (880 m) et P2 (1 222 m) ; prélèvements réalisés de juillet 2006 à juillet 2007.

	Moyen. pond.		Val. max.		Val. min.		Hauteur (mm.a ⁻¹)
	$\delta^{18}\text{O}_P$	$\delta^2\text{H}_P$	$\delta^{18}\text{O}_P$	$\delta^2\text{H}_P$	$\delta^{18}\text{O}_P$	$\delta^2\text{H}_P$	
P1 (880 m)	-8.59 ‰	-59.3 ‰	-4.58 ‰	-25.9 ‰	-11.10 ‰	-79.6 ‰	1507.5
P2 (1222 m)	-9.10 ‰	-62.4 ‰	-5.23 ‰	-	-10.65 ‰	-76.3 ‰	1574.2

Figure 74. Signatures isotopiques des précipitations sur la période de suivi (juillet 2006-juillet 2007) ; la valeur maximale $\delta^2\text{H}_P$ pour le pluviomètre P2 a été rejetée en raison de son erreur analytique (>1 ‰) ; L'erreur sur $\delta^{18}\text{O}_P$ est $<0,05$ ‰.

Outre la présence d'un gradient altitudinal, le $\delta^{18}\text{O}_P$ des deux sites met aussi en évidence la saisonnalité de la source (figure 75). La signature isotopique est enrichie au cours de l'été et appauvrie lors de la période hivernale. L'amplitude saisonnière de $\delta^{18}\text{O}_P$ entre l'été et l'hiver est de 5,42 ‰ au site P2 et de 6,52 ‰ au site P1 (figure 74).

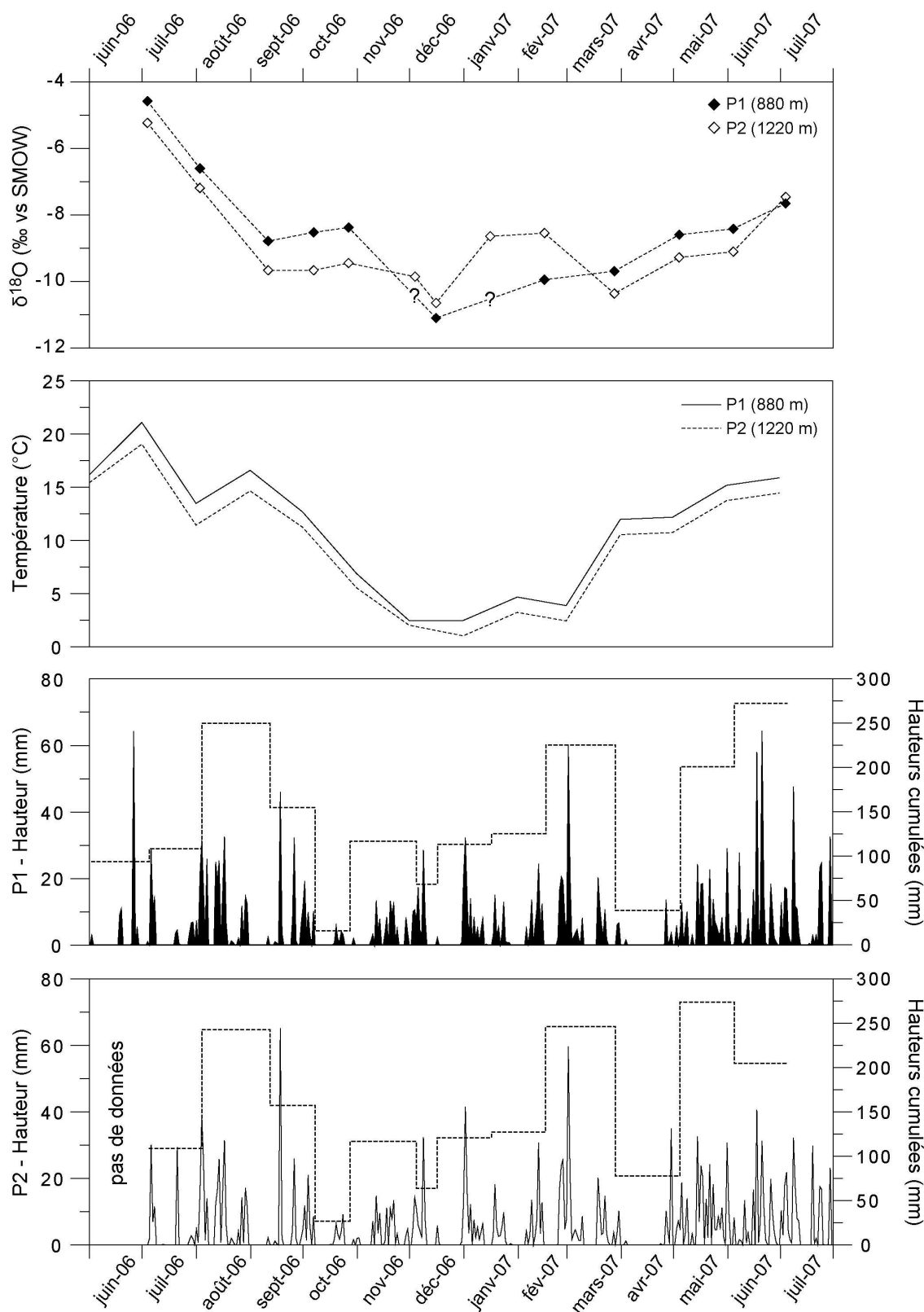


Figure 75. Signatures $\delta^{18}\text{O}_p$ moyennes observées mensuellement (l'absence de mesure à la station P1 correspond à un dysfonctionnement du système d'échantillonnage). Les hauteurs de pluie et les températures sont issues de la base de données Météo-France (la station de la Boisseaude-P2 a été mise en fonction le 30 juin 2006). Les valeurs de température ont été calculées par interpolation des données des stations météorologiques de Pontarlier (831 m) et de Longeville (1 210 m), les données de la station Longeville ne couvrant pas l'ensemble de la période de suivi. Les hauteurs cumulées correspondent aux précipitations cumulées entre chaque prélèvement.

L'évolution de $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$ se corrèle principalement aux variations de température du site P1 alors que ce n'est pas le cas pour les données acquises au site P2 (figure 76). La relation linéaire établie à partir des données issues de P1 est :

$$\delta^{18}\text{O} = 0,19.T - 11,00 \quad (n = 10; R^2 = 0,88)$$

$$\delta^2\text{H} = 1,56.T - 79,14 \quad (n = 10; R^2 = 0,85)$$

Cette relation implique un gradient de $+0,19 \text{ ‰.K}^{-1}$ qui est relativement faible par rapport à ceux mentionnés pour différents sites suisses ($+0,35 \text{ ‰.K}^{-1}$ à $+0,5 \text{ ‰.K}^{-1}$; Pearson *et al.*, 1991). Les valeurs mesurées le 4 juillet 2006 ont été exclues du calcul de corrélation car les pluies analysées provenaient principalement d'un unique évènement (figure 75). Le $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$ enregistré dans ce cas est le reflet de la température régnant lors de cet évènement et non de la température moyenne mensuelle.

A la station P2 (figure 76), l'absence de relation significative entre $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$ et T est probablement la conséquence de l'instabilité du gradient altitudinal entre les deux sites. Le $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$ ne serait donc plus sous le contrôle unique de la température mais aussi sous celui des phénomènes de pluies orographiques. Toutefois, les données de température utilisées pour ce site ont été estimées par interpolation pour la période janvier 2007-juillet 2007, ce qui engendre une incertitude supplémentaire quant à ces valeurs. En effet, si seules les valeurs de température mesurées sont prises en considération dans le calcul de corrélation, les relations suivantes sont obtenues :

$$\delta^{18}\text{O} = 0,15.T - 11,20 \quad (n = 6; R^2 = 0,71)$$

$$\delta^2\text{H} = 1,25.T - 79,71 \quad (n = 6; R^2 = 0,68)$$

Ces relations sont proches de celles observées pour le site P1, mais sont peu significatives compte tenu du faible nombre de données prises en compte ($n = 6$). Toutefois, comme les équations précédentes, elles semblent indiquer un contrôle dominant de la température sur $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$.

Le suivi des précipitations, bien que mené sur une période très courte, semble confirmer une relation forte entre le signal $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$ et la température du site. Cette relation est toutefois mise à mal aux altitudes les plus élevées du bassin versant.

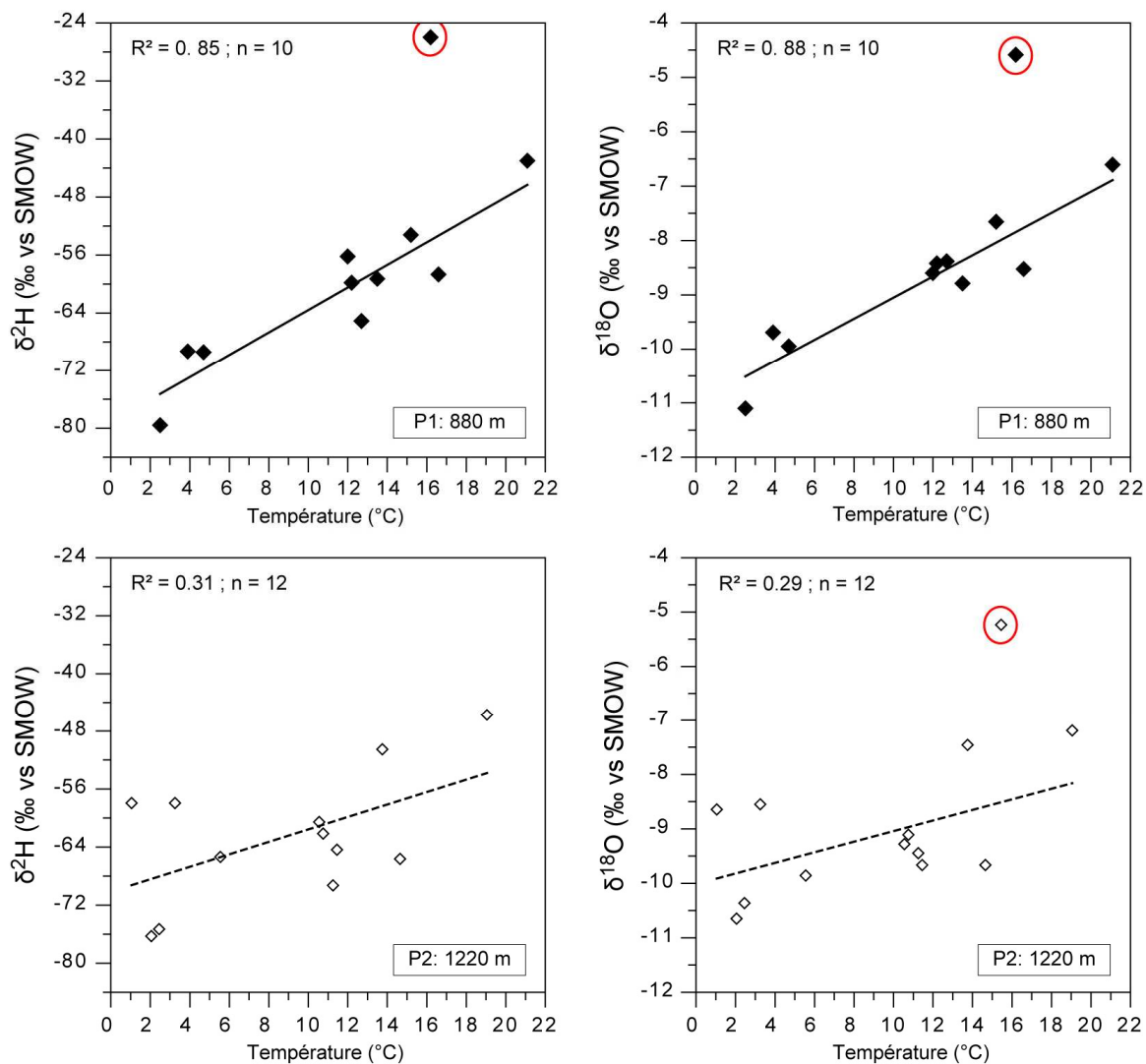


Figure 76. Relation entre $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ et la température pour les sites P1 et P2 ; les points cerclés de rouge correspondent aux valeurs exclues (mesures du 04/07/2006) du calcul de corrélation (l'absence de mesure de $\delta^2\text{H}$ à la station P2 pour cette date est la conséquence d'un problème lors de l'analyse).

c) Les rivières : relation entre $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$ et $\delta^{18}\text{O}_\text{RIV}$

Les pluies alimentant le bassin versant sont restituées à 84 % à la sortie du système, les 16 % de pertes observés correspondant aux pertes karstiques, au stockage dans les différents réservoirs et à l'évaporation (voir chapitre I.4). Le Doubs et la Source Bleue restituent, à eux seuls, 80 % du volume observé en sortie du système. Le signal isotopique de ces deux rivières peut donc être considéré comme le signal moyen des eaux du bassin versant.

Les données hydrologiques disponibles (données DIREN et Météo-France) indiquent une répercussion des épisodes pluvieux sur les débits, au cours des 24 h suivant l'évènement, et ce, même pour des épisodes de faible amplitude (voir chapitre I.4). La composition isotopique des rivières ($\delta^{18}\text{O}_{\text{RIV}}$) est donc très probablement le reflet de la signature isotopique des précipitations ($\delta^{18}\text{O}_p$) au cours de la période de suivi, diluée par les écoulements retardés.

Dans le cadre de ce suivi, la comparaison directe des observations de $\delta^{18}\text{O}_p$ et des signatures isotopiques des rivières est malaisée. En effet, les valeurs $\delta^{18}\text{O}_p$ mesurées sont des signatures moyennes mensuelles, alors que les mesures effectuées sur les rivières correspondent à des signatures instantanées. Les deux jeux de données sont donc difficilement corrélables.

Les mesures effectuées sur les rivières (figure 77) ne permettent pas d'aborder précisément le transfert de la signature $\delta^{18}\text{O}_p$ au lac, mais elles fournissent néanmoins des indications quant aux modalités de ce transfert.

	Moyen. an.		Val. max.		Val. min.		% par rapport
	$\delta^{18}\text{O}_{\text{RIV}}$	$\delta^2\text{H}_{\text{RIV}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{RIV}}$	$\delta^2\text{H}_{\text{RIV}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{RIV}}$	$\delta^2\text{H}_{\text{RIV}}$	aux app. tot.
Doubs	-9.09 ‰	-62.4 ‰	-8.69 ‰	-59.6 ‰	-9.53 ‰	-64.9 ‰	82.6 %
Source bleue	-9.46 ‰	-64.7 ‰	-8.93 ‰	-62.0 ‰	-9.83 ‰	-68.0 ‰	8.4 %

Figure 77. Données isotopiques de l'eau des rivières sur la période de suivi (juin 2006-juin 2007).

Alors que $\delta^{18}\text{O}_p$ varie suivant des amplitudes allant de 5,42 à 6,52 ‰ (figure 75), l'amplitude des variations de $\delta^{18}\text{O}_{\text{RIV}}$ n'est que de 0,84 ‰ pour le Doubs et de 0,90 ‰ pour la Source Bleue (figure 77).

La comparaison de $\delta^{18}\text{O}_{\text{RIV}}$ et $\delta^{18}\text{O}_p$ (figure 78) met en évidence une divergence maximale de ces données lors des périodes sèches, c'est-à-dire lorsque les rivières sont à l'étiage. Le $\delta^{18}\text{O}_{\text{RIV}}$ apparaît fortement appauvri par rapport au $\delta^{18}\text{O}_p$ principalement au cours de l'été, et tend à se rapprocher des valeurs de $\delta^{18}\text{O}_p$ de l'automne au printemps, lorsque la pluviométrie augmente. Cette atténuation estivale traduit donc l'impact des écoulements

retardés sur la signature du débit et implique une sous-représentation de l'influence des signatures $\delta^{18}\text{O}_p$ estivales dans les apports moyens annuels.

La comparaison des signatures isotopiques des deux rivières (figure 78), $\delta^{18}\text{O}_D$ (Doubs) et $\delta^{18}\text{O}_{SB}$ (Source Bleue), montre une légère différence de signature. En effet, $\delta^{18}\text{O}_{SB}$ est appauvri par rapport à $\delta^{18}\text{O}_D$. Les valeurs obtenues diffèrent de 0,14 à 0,88 ‰ selon la période de l'année. L'appauvrissement est le plus fort de juin à octobre 2006, puis il devient relativement constant jusqu'à juin 2007. Ainsi, lorsque la pluviosité est régulière et/ou élevée, $\delta^{18}\text{O}_{SB}$ et $\delta^{18}\text{O}_D$ co-varient suivant un écart moyen de 0,3 ‰. Cette différence constante résulte vraisemblablement de la différence d'altitude des zones d'infiltrations alimentant les deux cours d'eau. En effet, la Source Bleue est une résurgence karstique dont l'alimentation s'effectue principalement aux environs de 1 000 m d'altitude dans le massif adjacent au lac (massif de la Côte, voir chapitre I.4). Son écoulement de base est donc caractérisé par une signature isotopique appauvrie par rapport à celle du Doubs, composé en partie d'écoulements de plus faible altitude.

Lors des périodes sèches, l'écart entre $\delta^{18}\text{O}_{SB}$ et $\delta^{18}\text{O}_D$ est fortement accentué (figure 78). Ceci est probablement la conséquence d'une caractéristique fonctionnelle du karst qui, lorsqu'il n'est pas saturé, restitue des eaux stockées dans son réseau.

Au cours du suivi, près de 70 % des apports annuels par le Doubs ont eu lieu durant l'hiver et le printemps, ces deux saisons représentant des proportions équivalentes. Les apports estivaux représentent 17 % des apports annuels contre 13 % au cours de l'automne. La signature moyenne annuelle des rivières est donc dominée par les signatures hivernales et printanières du Doubs, qui sont proches de $\delta^{18}\text{O}_p$. La contribution des signatures hivernales est également accentuée par les eaux de fonte des neiges délivrées au cours du printemps. La signature estivale des précipitations, quant à elle, est fortement diluée par l'écoulement de base, voire perdue par infiltration au sein du bassin versant.

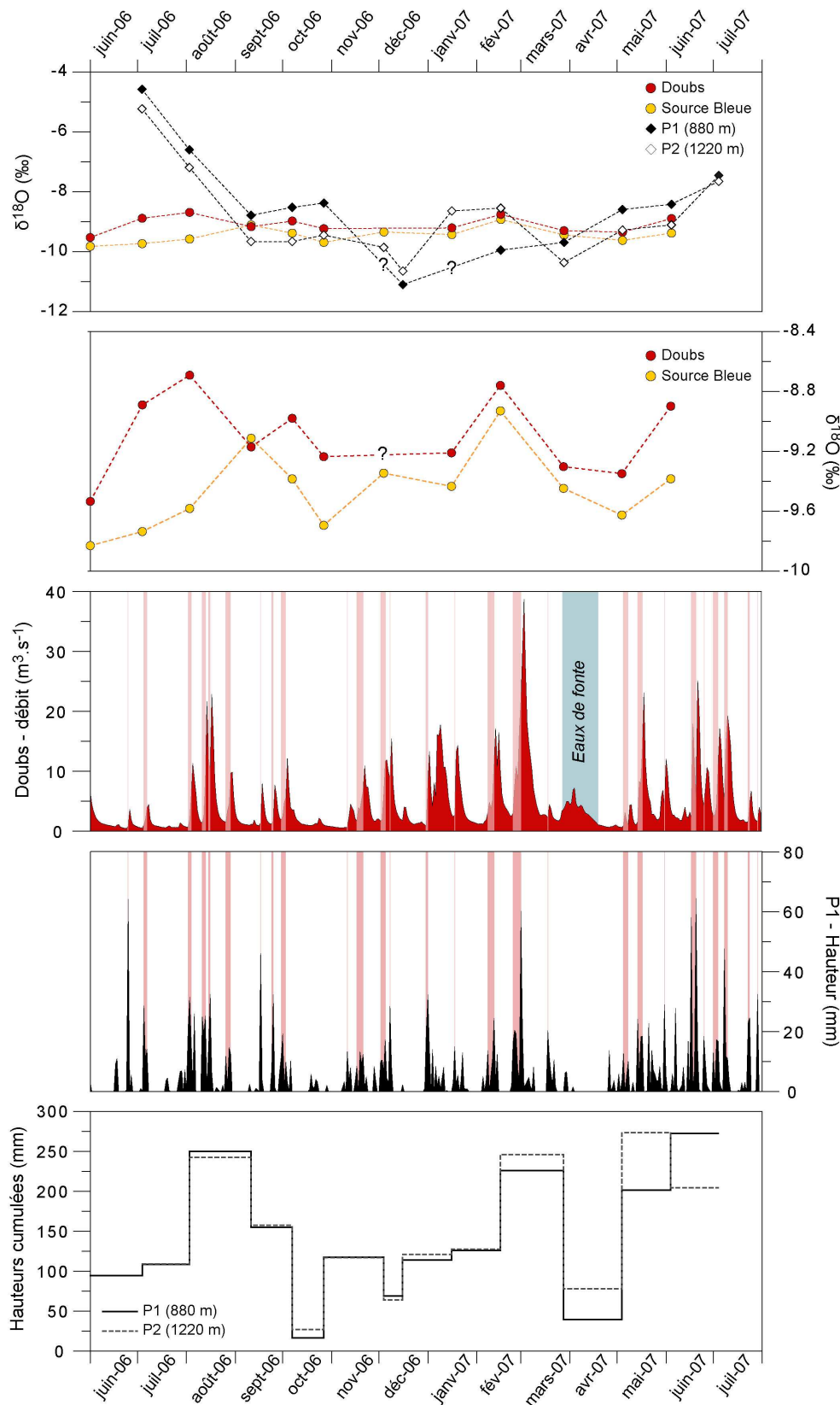


Figure 78. Signatures $\delta^{18}\text{O}$ instantanées de la Source Bleue et du Doubs en amont du lac comparées aux signatures moyennes $\delta^{18}\text{O}_p$ ainsi qu'aux paramètres hydrologiques du système : débit journalier du Doubs (données DIREN), pluviométrie de la station P1 (données Météo-France), hauteurs de précipitations cumulées sur les périodes de prélèvement aux sites P1 et P2. Les zones rougeâtres indiquent les événements pluvieux majeurs et leur impact sur le débit du Doubs ; (?) indique une absence de mesure.

d) Le lac : relation entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{RIV}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{L}}$

Les signatures isotopiques de l'épilimnion ($\delta^{18}\text{O}_{\text{épi}}$, à 5 m de profondeur) et de l'hypolimnion ($\delta^{18}\text{O}_{\text{hypo}}$, à 33 m de profondeur) soulignent la saisonnalité du fonctionnement du lac (figure 79). En effet, de juillet à octobre/novembre, l'épilimnion s'enrichit en moyenne de 1 ‰ par rapport à l'hypolimnion. Ce dernier s'appauvrit (-0,43 ‰) en ^{18}O par rapport à l'hiver précédent avant de se stabiliser à des valeurs de l'ordre de -9,94 ‰. L'évolution relative de ces deux couches est la conséquence de la stratification de la colonne d'eau qui s'établit au cours de l'été, suite au réchauffement important des eaux de surface.

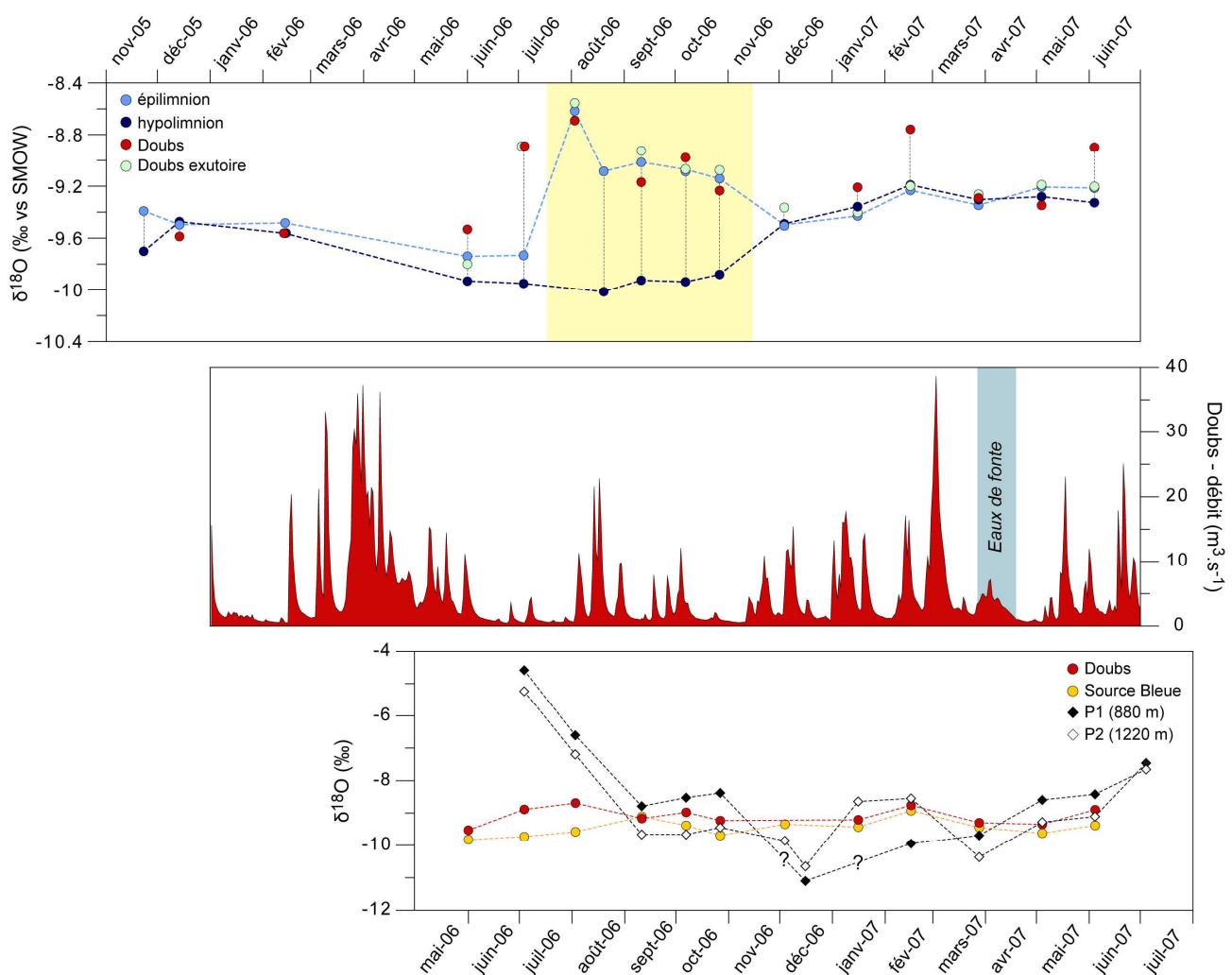


Figure 79. Signatures $\delta^{18}\text{O}$ instantanées des eaux du lac (épilimnion et hypolimnion) comparées aux signatures $\delta^{18}\text{O}$ instantanées du Doubs en amont et du Doubs à l'exutoire du système.

L'écart entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{épi}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{hypo}}$ disparaît de décembre à avril, suite au mélange complet de la colonne d'eau. Ce mélange entraîne un appauvrissement de $\delta^{18}\text{O}_{\text{épi}}$ (-0,27 ‰) et un enrichissement de $\delta^{18}\text{O}_{\text{hypo}}$ (+0,60 ‰). Un tel enrichissement ne peut être expliqué par le seul mélange des deux masses d'eau. En effet, la signature du mélange résulterait nécessiterait une contribution volumique de l'épilimnion de l'ordre de 65 % au lieu des 15-20 % pouvant être actuellement envisagés, compte tenu de la profondeur du lac et de l'épaisseur de cette strate (figure 20, p.46). Cette incohérence est certainement due à l'influence de la signature des rivières au cours de la phase de mélange. L'incorporation de $\delta^{18}\text{O}_{\text{riv}}$, supérieur à $\delta^{18}\text{O}_{\text{hyp}}$, engendrerait une source supplémentaire d'enrichissement du mélange.

L'impact des apports par les rivières sur $\delta^{18}\text{O}_L$ est dépendant du débit des rivières et du contraste de densité entre les eaux du lac et des rivières (soit la température des eaux). La signature de l'épilimnion évolue, dans son ensemble, suivant les variations de $\delta^{18}\text{O}_{\text{riv}}$, ce qui indique un contrôle dominant de $\delta^{18}\text{O}_{\text{riv}}$ sur $\delta^{18}\text{O}_{\text{épi}}$.

Certaines nuances peuvent toutefois être apportées à ce schéma de fonctionnement. La comparaison des signatures $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$, notées $\delta_{\text{épi}}$, δ_{riv} (signatures des rivières en amont du lac) et δ_{ex} (signature du Doubs à l'exutoire) permet d'observer approximativement l'incorporation de δ_{riv} par le lac au cours d'une année (figure 80). La fréquence d'échantillonnage ne permet certes pas d'établir précisément les propriétés du mélange des eaux, mais fournit néanmoins des tendances.

Au cours de la période d'observation, les signatures $\delta_{\text{épi}}$ et δ_{ex} apparaissent indissociables sur la majorité de la période (8/12 séries) et ce, malgré les variations de δ_{riv} (figure 80). Les apports par les rivières seraient donc généralement mélangés aux eaux de l'épilimnion (δ_{riv} incorporé par $\delta_{\text{épi}}$). Ce mode de fonctionnement est très bien observé en hiver et au printemps (de janvier à mai) lorsque le lac est mélangé et que hypolimnion et épilimnion ne sont pas dissociés. Les apports affectent alors l'ensemble de la colonne d'eau soit δ_L .

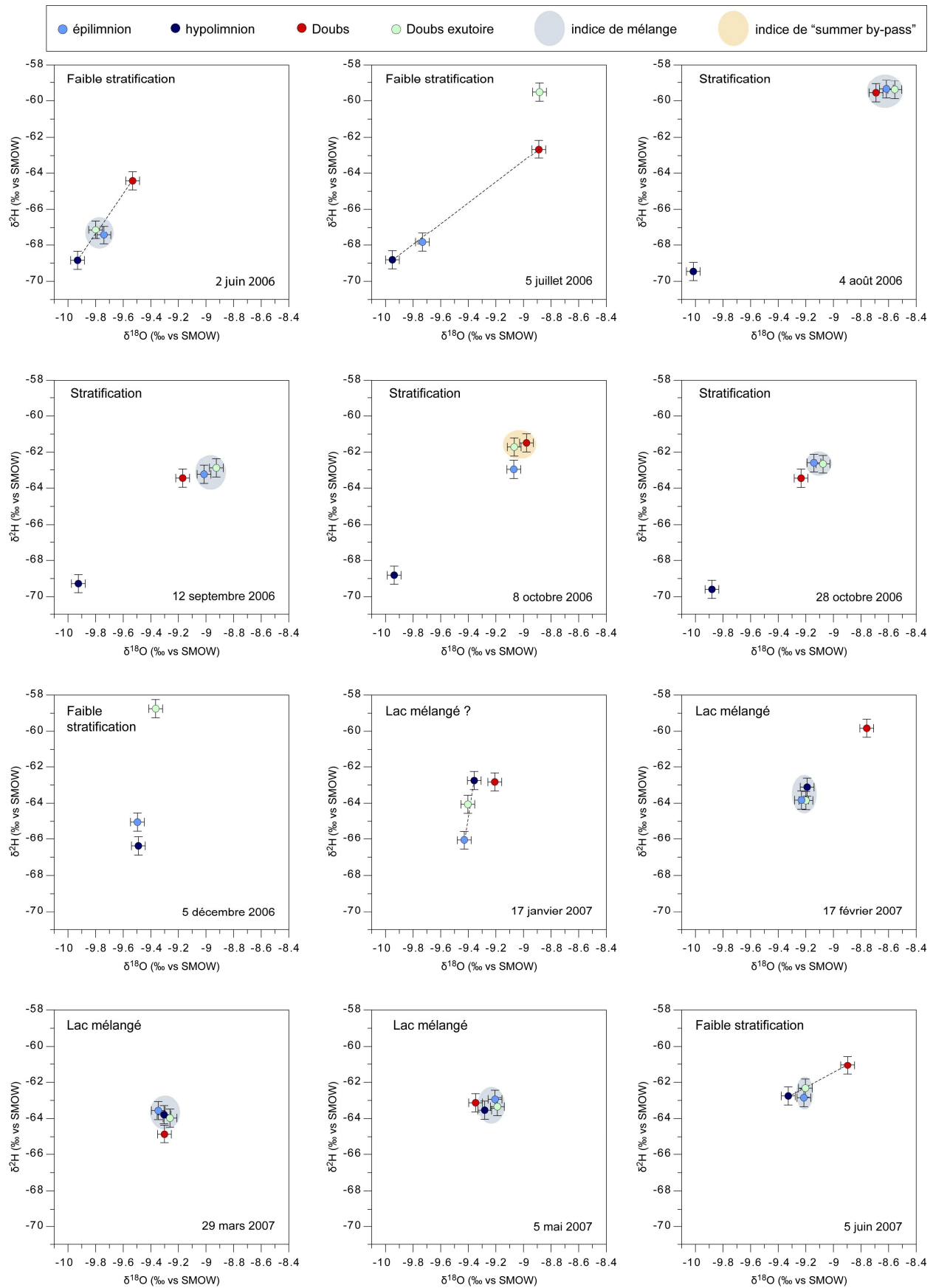


Figure 80. Comparaison mensuelle des signatures isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ des eaux du lac (épilimnion et hypolimnion) et du Doubs en amont et en aval du lac.

Cette période de mélange, favorable à l'assimilation de δ_{riv} par le lac, expliquerait l'enrichissement « excessif » de l'hypolimnion observé (figure 79), les apports par les rivières étant enrichis par rapport à δ_{hypo} (figures 79 et 80). Ce phénomène peut notamment être suspecté au cours du mois de janvier (figure 80). En effet, δ_{hypo} est enrichi par rapport à $\delta_{\text{épi}}$ et tend vers δ_{riv} . Cette anomalie serait la conséquence d'une assimilation des eaux de rivières, enrichies, par les zones les plus profondes du lac. Le même phénomène peut être envisagé au cours du mois de février, δ_{hypo} apparaissant légèrement supérieur à $\delta_{\text{épi}}$.

Les périodes de mise en place de la stratification (juin 2006 et juin 2007) sont caractérisées par des signatures $\delta_{\text{épi}}$ et δ_{ex} très proches (figure 80), qui se situent sur la droite reliant δ_{hypo} et δ_{riv} . Cette relation correspond à la dissociation progressive de la masse d'eau à partir de la signature du lac mélangé, équivalente à δ_{hypo} , sous l'influence des apports par les rivières. L'accentuation du réchauffement des eaux en surface (e.g. juillet 2006) entraîne le développement d'une couche peu dense et épaisse, ayant subi un enrichissement par évaporation et déconnectée de l'hypolimnion (figure 81).

En période de stratification de la colonne d'eau, l'incorporation des apports fluviaux est limitée à l'épilimnion ($\delta_{\text{épi}} \approx \delta_{\text{ex}} \neq \delta_{\text{riv}}$; figure 80). La réduction du volume d'assimilation aura pour conséquence une perte de l'information isotopique estivale, le temps de résidence des eaux dans cette couche étant plus faible. Cette perte peut même s'avérer totale lors de l'effet de passage estival ou « *summer by-pass* ». Cet effet se traduit par une absence de mélange entre l'épilimnion et les apports, qui sont alors directement évacués du système. Ce cas de figure est observé au cours du mois d'octobre (δ_{ex} similaire à δ_{riv} et différent de $\delta_{\text{épi}}$).

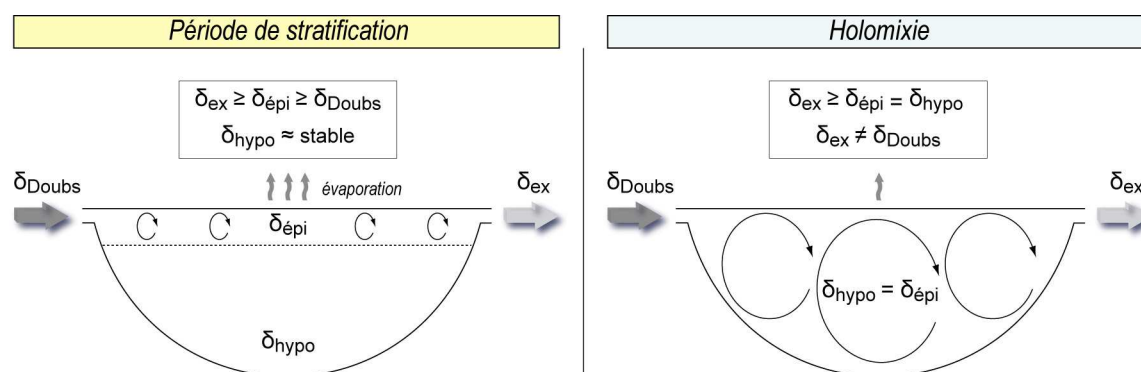


Figure 81. Schéma de fonctionnement isotopique du lac Saint-Point.

La signature isotopique moyenne annuelle des eaux du lac, considérée équivalente à δ_L en période de mélange, est donc principalement issue de l'influence dominante des signatures isotopiques hivernales et printanières (perturbées par les eaux de fonte) et, dans une moindre mesure, des signatures estivales. Cette moyenne est donc variable, car elle est soumise aux fluctuations de facteurs tels que l'épaisseur de l'épilimnion, les effets « *summer by-pass* » ou encore les variations du couvert neigeux.

VII.3. Effets hydro-isotopiques lacustres

VII.3.1. Le bilan de masse en condition d'équilibre : détermination de E (volume évaporé)

Le système lacustre est limité par le bassin versant, en bordure, et l'atmosphère, en surface. La surface d'eau libre, en contact avec l'atmosphère, est soumise à des transferts de masses et d'isotopes plus ou moins importants selon l'humidité relative de l'air.

Dans le cas du lac Saint-Point, l'évaporation génère un enrichissement mineur des eaux du lac au cours de la période de suivi. L'enrichissement en ^{18}O observé est de l'ordre de + 0,13 ‰ (figure 82) et correspond à la perte en isotopes légers des eaux du lac au profit de la vapeur d'eau.

	Moyen. an.	
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
Pluies (P1)	-8.59 ‰	-59.3 ‰
I_{tt}	-9.38 ‰	-64.3 ‰
Exutoire (holomixie)	-9.25 ‰	-63.5 ‰
Enrichissement	+0.13 ‰	+0.8 ‰

Figure 82. Données isotopiques du bilan de masse annuel ; les mesures isotopiques effectuées à l'exutoire en période d'holomixie sont considérées représentatives de la signature moyenne annuelle des eaux du lac ; I_{tt} représente la signature moyenne pondérée des apports globaux au lac, soient les apports par les rivières et les précipitations directes (issues de P1).

Dans le cas de réservoirs bien mélangés, le bilan de masse du système (Gibson, 2001) peut être défini comme suit :

$$\frac{dV}{dt} = I - O - E \quad (\text{Eq. 1})$$

$$\frac{dV.\delta_L}{dt} = I.\delta_I - O.\delta_O - E.\delta_E \quad (\text{Eq. 2})$$

$\frac{dV}{dt}$: variation du volume du lac au cours du temps ; δ_L : signature des eaux du lac ;

I : volume entrant total ; δ_I : signature isotopique pondérée des apports globaux ;

O : volume sortant ; δ_O : signature isotopique des eaux à l'exutoire du lac ;

E : volume évaporé ; δ_E : signature de la vapeur d'eau.

Seuls E et δ_E n'ont pu être déterminés. En effet, le bilan hydrique ne permet pas d'estimer E , et la mesure directe de δ_E est difficile à établir. Le δ_E est donc estimé de manière empirique par l'équation suivante (Gibson, 2001) :

$$\delta_E = \frac{\alpha^* \delta_L - h \delta_A - \varepsilon}{1 - h + \frac{\varepsilon_K}{1000}} \quad (\text{Eq. 3})$$

δ_L : signature isotopique des eaux du lacs (moyenne annuelle) ;

δ_A : signature isotopique de l'humidité atmosphérique à l'équilibre isotopique avec les précipitations soit $\delta_A \approx \delta_P - \varepsilon^*$ (avec ε^* : fractionnement à l'équilibre) ;

α^* : facteur de fractionnement à l'équilibre ;

ε_K : fractionnement cinétique ;

ε : fractionnement total soit $\varepsilon = \varepsilon^* + \varepsilon_K$ (avec ε^* : fractionnement à l'équilibre) ;

h : humidité moyenne annuelle (données Météo-France).

La signature isotopique des eaux du lac, soumises à l'évaporation, évolue donc suivant une droite (LEL, *Local Evaporation Line*) définie par δ_E et δ^* . La composition isotopique δ^* correspond à la composition isotopique de saturation, c'est-à-dire à l'enrichissement maximal pouvant être atteint par les eaux du lac sous les conditions climatiques locales (équilibre entre l'eau du lac et la vapeur d'eau). Une telle configuration n'est jamais atteinte car elle impliquerait un contrôle atmosphérique unique sur δ_L .

$$\delta^* = \frac{h\delta_A + \varepsilon}{h - \frac{\varepsilon}{1000}} \quad (\text{Eq. 4})$$

La signature δ_I , c'est -à-dire la moyenne annuelle pondérée des différents apports au lac (rivières et pluies directes), est légèrement plus proche de la LEL (définie par δ_E et δ^*) que δ_P au cours de la période étudiée (figure 83). Les eaux du lac évoluent donc principalement à partir de ce même δ_I , qui est appauvri par rapports à δ_P . Cet appauvrissement est la conséquence de la perte partielle des précipitations au cours de l'été.

Cette relation permet de déterminer le volume évaporé E à partir de l'index de transfert noté x, qui représente la fraction du réservoir perdue par évaporation :

$$x = \frac{E}{I} = \frac{\delta_L - \delta_I}{m(\delta^* - \delta_L)} \quad (\text{Eq. 5})$$

$$\text{avec } m = \frac{h - \frac{\varepsilon_K}{1000}}{1 - h + \frac{\varepsilon_K}{1000}} \quad (\text{Welhan \& Fritz, 1977 ; Allison \& Leaney, 1982})$$

Le calcul aboutit à un rapport E/I de 0,005, soit une estimation de l'évaporation annuelle de l'ordre de 180 mm.a⁻¹ entraînant l'enrichissement de +0,13 ‰ observé. Cette valeur demeure une estimation puisque l'effet évaporatoire demeure très restreint au cours de la période de suivi et contraint donc difficilement la droite d'évaporation locale.

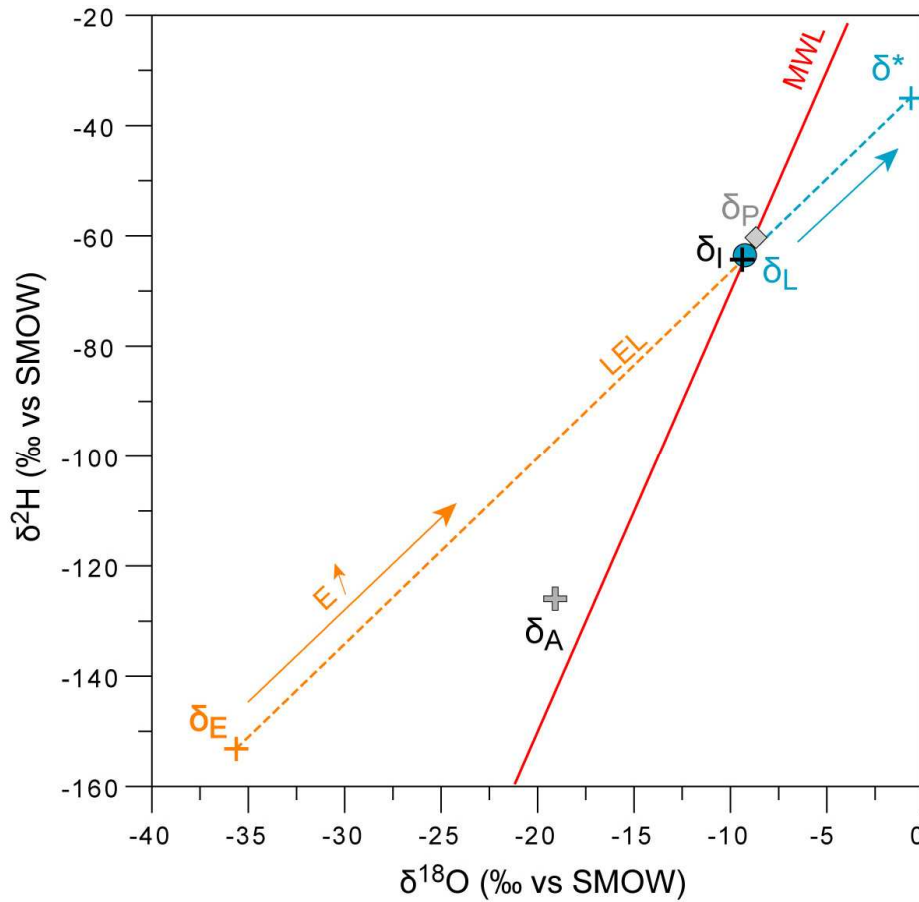


Figure 83. Paramètres isotopiques du bilan de masse. δ_E : signature de la vapeur issue du lac ; δ_A : signature de la vapeur atmosphérique ; δ_I : moyenne annuelle pondérée des signatures des différents apports soient les rivières et les précipitations ; δ_P : moyenne annuelle de la signature des précipitations directes (P1) ; δ^* : composition isotopique à saturation ; δ_L : signature moyenne des eaux du lac en période de mélange, considérée représentative de la signature moyenne annuelle des eaux du lac ; LEL : droite d'évaporation locale (*Local Evaporation Line*) ; MWL : droite météorique mondiale (*Meteoric Water Line*).

VII.3.2. Sensibilité hydrologique de la signature isotopique en ^{18}O et ^2H du lac (δ_L)

a) Estimation de la variabilité de δ_L : influence de E/I

La détermination de E permet d'aborder la sensibilité de δ_L face à des variations hydrologiques extrêmes, envisageables au cours des 20 000 dernières années.

L'équation 5 permet d'établir la composition isotopique des eaux du lac à l'état d'équilibre :

$$\delta_L = \frac{\delta_I + m \cdot \frac{E}{I} \cdot \delta^*}{1 + m \cdot \frac{E}{I}}$$

avec $m = \frac{h - \frac{\varepsilon}{1000}}{1 - h + \frac{\varepsilon_K}{1000}}$: paramètre d'échange où l'effet du fractionnement (ε , ε_K) est

négligeable par rapport à l'influence de l'humidité (h).

Soit $\delta_L = \frac{\delta_I + \left(\frac{h}{1-h}\right) \cdot \frac{E}{I} \cdot \delta^*}{1 + \left(\frac{h}{1-h}\right) \cdot \frac{E}{I}}$, qui devient après simplification :

$$\delta_L = \frac{I \cdot \delta_I + E \cdot \delta^* \cdot \left(\frac{h}{1-h}\right)}{I + E \cdot \left(\frac{h}{1-h}\right)} \quad (\text{Eq. 6})$$

Selon cette formule (Eq. 6), la signature δ_L correspond à un mélange entre δ_I pondéré par le débit (I) et δ^* pondéré du déficit relatif en vapeur de l'atmosphère et du volume évaporé. Les valeurs de δ_L se positionnent dans un intervalle compris entre δ_I ($\approx \delta_p$) et δ^* suivant un écart par rapport à δ_I corrélable au rapport E/I (von Grafenstein, 2002).

A partir de cette équation, il est possible d'estimer l'impact d'une modification de E ou de I sur la signature δ_L (figure 84).

En effet, l'étude de différents lacs bavarois (von Grafenstein *et al.*, 1992 ; von Grafenstein, 2002) d'une même région, et donc alimentés par des apports de signatures δ_p identiques, a permis de mettre en évidence la sensibilité hydrologique des systèmes. Cette sensibilité est dépendante du rapport E/I : l'amplitude des variations de δ_L est d'autant plus importante que ce rapport est élevé (e.g Starnbergersee ; figure 84). Cette différence notable

est la conséquence directe de rapports surface du lac / surface du bassin versant (A_0/A_D), très variables d'un système à l'autre (les débits par unité de surface de l'évaporation et des apports étant similaires pour ces lacs issus d'une même région).

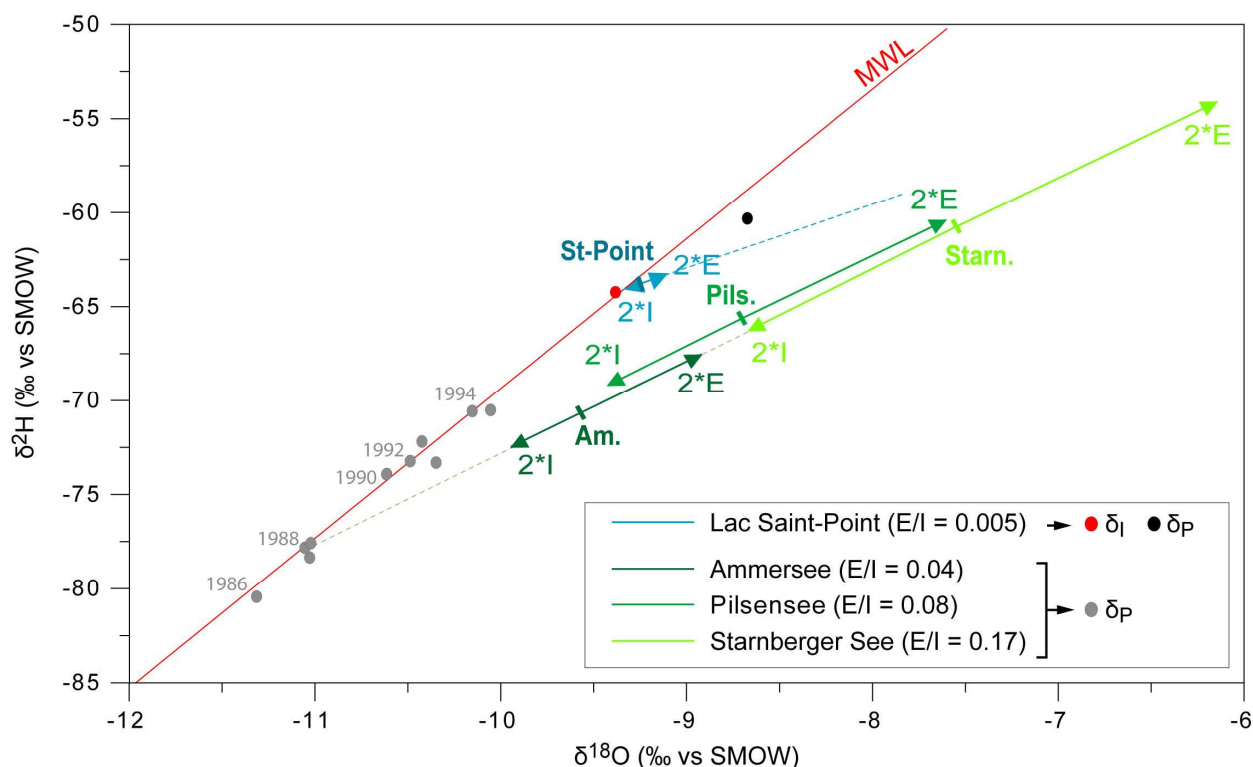


Figure 84. Estimation de l'évolution de la composition isotopique du lac Saint-Point dans les cas d'un doublement de l'écoulement (2*I) et d'un doublement de l'évaporation (2*E) ; comparaison avec des systèmes lacustres bavarois (von Grafenstein *et al.*, 1992 ; von Grafenstein, 2002). Les valeurs δ_P (en gris) correspondant aux lacs bavarois, sont des moyennes des signatures isotopiques des précipitations sur une période de six ans avant la date indiquée et montrent la tendance positive de δ_P entre 1986 et 1994.

Le lac Saint-Point se caractérise par une faible sensibilité aux variations hydrologiques comparé aux différents systèmes bavarois présentés dans ce contexte. En effet, dans l'hypothèse d'une augmentation du volume des apports d'un facteur 2, l'amplitude surimposée au signal $\delta^{18}\text{O}_L$ ne serait que de $-0,07\text{‰}$, c'est-à-dire quasiment indétectable compte tenu de l'erreur analytique (inférieure à $0,05\text{‰}$). En supposant une augmentation de l'évaporation (2*E), l'effet généré serait un enrichissement supplémentaire de $0,13\text{‰}$ du $\delta^{18}\text{O}_L$. Les variations $\delta^{18}\text{O}_L$ ne sont donc pas soumises à des effets d'accentuation/atténuation du signal isotopique, générés par des variations du régime hydrologique. Les variations d'amplitude du signal $\delta^{18}\text{O}_L$ seront donc imputables aux variations de $\delta^{18}\text{O}_I (\approx \delta^{18}\text{O}_P)$.

b) Réactivité du lac

En raison de son volume, la masse d'eau présente une inertie qui implique un temps de retard dans la restitution des variations de $\delta^{18}\text{O}_I$ par $\delta^{18}\text{O}_L$. Lors d'une variation de la signature isotopique des apports, une période plus ou moins longue est nécessaire au lac pour assimiler totalement cette variation et atteindre à nouveau son état d'équilibre. L'évolution d'un système lacustre entre deux états se définit comme suit (Gibson, 2002) :

$$\delta_{L(t)} = \delta_{S(t \rightarrow \infty)} - (\delta_{S(t \rightarrow \infty)} - \delta_0) \cdot e^{-(1+mx) \left(t \frac{I}{V} \right)} \quad (\text{Eq. 7})$$

$\delta_{L(t)}$: composition isotopique moyenne des eaux du lac à l'instant t ;

δ_S : composition du réservoir à l'équilibre isotopique soit à $t \rightarrow \infty$;

δ_0 : composition initiale du réservoir ;

m : paramètre d'échange (voir VII.3.1.b) ;

$x = \frac{E}{I}$: index de transfert ;

$\frac{I}{V}$: rapport entre volume des apports annuels et volume du lac ;

Après simplification de l'équation 7, on obtient :

$$t = \ln \frac{\left| \delta_{L(t)} - \delta_{S(t \rightarrow \infty)} \right|}{\left| \delta_0 - \delta_{S(t \rightarrow \infty)} \right|} \cdot \left(\frac{mE - I}{V} \right)$$

D'après cette équation, la réactivité du système lacustre (t) apparaît dépendante du volume du lac mais surtout du temps de résidence des eaux ($\tau = V/I$). Ainsi, plus le temps de résidence est élevé, plus l'inertie du système est importante. Une forte inertie du système aura pour conséquence un lissage des variations de $\delta^{18}\text{O}_I$, la période nécessaire au lac pour atteindre l'état d'équilibre isotopique étant trop élevée par rapport à la variabilité de la signature des

apports. Dans le cas du lac Saint-Point, le temps de résidence des eaux est de l'ordre de 166 jours, la réactivité du système est donc élevée.

Si l'on considère le temps nécessaire au lac pour que $\delta^{18}\text{O}_L$ évolue consécutivement à une variation de 1 ‰ de $\delta^{18}\text{O}_I$, et atteigne à nouveau un état proche de l'état d'équilibre, soit :

$$\left| \delta_{L(t)} - \delta_{S(t \rightarrow \infty)} \right| = 0,05 \text{ ‰} \quad \text{et} \quad \left| \delta_0 - \delta_{S(t \rightarrow \infty)} \right| = 1 \text{ ‰}$$

alors $t = 1,2$ ans

Ainsi, le lac Saint-Point est en mesure de restituer une variation de 1 ‰ de la signature des apports en un peu plus d'une année (1,2 ans).

Cette réactivité élevée du lac permet potentiellement un enregistrement des variations de $\delta^{18}\text{O}_I$ via $\delta^{18}\text{O}_C$ (soit $\delta^{18}\text{O}_L$) suivant une résolution élevée (proche d'une résolution annuelle). Toutefois, les taux de sédimentation étant faibles (en moyenne $0,45 \text{ mm.a}^{-1}$), une telle résolution temporelle ne peut être obtenue lors de l'analyse.

Dans le cadre de cette étude, l'échantillonnage pour l'extraction des ostracodes a été effectué suivant des tranches de sédiment de 1 cm d'épaisseur. De fait, bien que la réactivité du système soit élevée et n'engendre qu'un faible lissage des variations interannuelles de $\delta^{18}\text{O}_I$, chacun des échantillons traités est représentatif des variations de $\delta^{18}\text{O}_I$ moyennées sur une période de l'ordre d'une vingtaine d'années.

VII.4. L'enregistrement isotopique des ostracodes benthiques ($\delta^{18}\text{O}_C$) : de $\delta^{18}\text{O}_C$ à $\delta^{18}\text{O}_I$ (apports)

VII.4.1. Caractéristiques de l'espèce analysée : *Candona candida*

L'analyse isotopique a été effectuée sur les valves de *Candona candida* en raison de ses caractéristiques environnementales, mais également de son abondance au sein de la séquence. En effet les quantités de matériel requises pour l'analyse isotopique sont de 6 à 600 μg de carbonates, soient entre 20 et 30 valves de juvéniles et un minimum de 2 valves adultes, pour une erreur analytique inférieure à 0,07 ‰.

Outre son abondance, cette espèce occupe principalement les zones profondes du lac et est, de fait, plus faiblement influencée par la variabilité saisonnière de $\delta^{18}\text{O}_\text{I}$ et de la température des eaux. De plus, son caractère benthique implique une forte probabilité de conservation des valves *in situ*. Par conséquent, la signature isotopique de ces dernières est représentative de la signature des eaux profondes lors de la genèse du test.

Si la variabilité saisonnière est atténuée au niveau de l'hypolimnion, elle n'en demeure pas moins présente et peut entraîner des modifications plus ou moins importantes de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$. Ainsi, la connaissance du cycle de vie de l'espèce analysée permet de pallier ces biais. Dans le cas de *Candona candida*, le cycle de vie est bien contraint. Cette espèce présente une génération par an avec l'apparition et le développement rapide des larves au cours des mois de mars et avril. Les formes adultes sont observées principalement en hiver ainsi qu'au printemps (von Grafenstein *et al.*, 1999b ; Meisch, 2000). Les formes adultes, en raison de leur saisonnalité, sont associées à la période de mélange des eaux du lac ; de fait, leur signature $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ est considérée comme représentative de la signature moyenne annuelle de $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$ (*modulo* les effets saisonniers-voir VII.2.2.d).

Enfin, l'effet vital de *Candona candida*, soit le biais généré par le métabolisme de l'organisme sur le fractionnement isotopique, a été quantifié. Cet effet spécifique est à l'origine d'un enrichissement constant de 2,2 ‰ de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ (von Grafenstein *et al.*, 1999b).

VII.4.2. Reconstitution de $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$

a) Corrections et conversion de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$

A l'échelle de la séquence, les variations de $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ peuvent être considérées représentatives des variations de $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$, donc de $\delta^{18}\text{O}_\text{I}$. Pour ce faire, les données $\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ sont corrigées des divers effets que sont le fractionnement isotopique à l'équilibre (exprimé en SMOW ; Coplen *et al.*, 1983 ; Coplen *et al.*, 2001 ; Coplen, 2007), l'effet vital et l'évaporation.

Le fractionnement à l'équilibre est un processus thermodépendant qui nécessite donc l'introduction du paramètre température. Au niveau de l'hypolimnion, la température demeure relativement stable (5,75°C en moyenne annuelle) alors que l'épilimnion présente une

amplitude de variation de l'ordre de 14°C (voir chapitre I.4). Néanmoins, et contrairement à des lacs de profondeur plus importante (lac d'Annecy, Ammersee, lac du Bourget), un effet saisonnier de la température demeure perceptible au niveau des eaux profondes. Le suivi des températures (figure 85) effectué sur la colonne d'eau au cours de l'année 2005 (Rodot, 2006) indique une température moyenne de l'hypolimnion de 6,2°C au cours de l'été et de 4,8°C durant l'hiver (moyenne probablement surestimée en l'absence de mesure au cours des mois de décembre et janvier). La variabilité saisonnière est au minimum de l'ordre de 1,4°C au cours de l'année 2005. Cette différence de température entraîne une sur-estimation de l'effet du fractionnement de 0,32 ‰ pour la période estivale par rapport au calcul en température hivernale (selon l'équation de Kim & O'Neil, 1997). Toutefois, si la température estivale des eaux peut s'avérer très variable d'une année à l'autre, la température d'homogénéisation du lac quant à elle varie peu (proche de 4°C). Ainsi, afin de limiter les approximations, la température utilisée pour le calcul de fractionnement sera la température moyenne hivernale, soit 4,8°C.

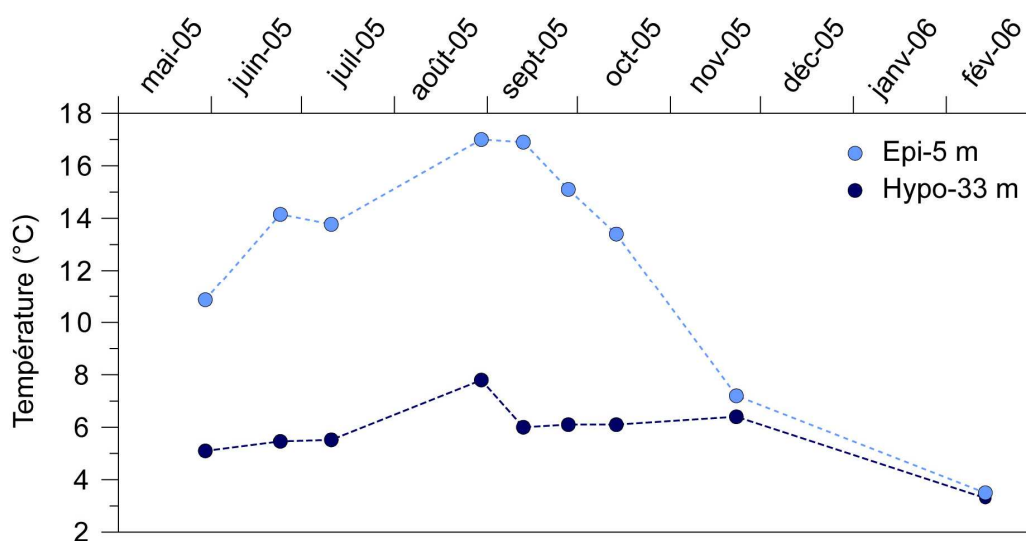


Figure 85. Suivi mensuel des températures de l'épilimnion et de l'hypolimnion de mai 2005 à février 2006 (données issues de Rodot, 2006)

La signature isotopique des eaux du lac, soit la signature isotopique des apports ($\delta^{18}\text{O}_I$), est reconstituée à partir de l'équation suivante :

$$\delta^{18}\text{O}_L = \delta^{18}\text{O}_C - \Delta^{18}\text{O}_{VF} - \Delta^{18}\text{O}_{(C-H_2O; 4,8^\circ\text{C})} - \Delta^{18}\text{O}_E$$

avec :

$\delta^{18}\text{O}_L$: composition isotopique des eaux du lac ;

$\delta^{18}\text{O}_C$: composition isotopique des tests de *Candona candida* ;

$\Delta^{18}\text{O}_{VF}$: effet vital, enrichissement constant de 2,2 ‰ (von Grafenstein *et al.*, 1999b) ;

$\Delta^{18}\text{O}_E$: enrichissement de 0,13 ‰ par évaporation (voir VII.3.1) ;

$\Delta^{18}\text{O}_{(C-H_2O; 4,8^\circ\text{C})}$: fractionnement isotopique à l'équilibre entre la calcite et l'eau à 4,8°C (vs SMOW ; Kim & O'Neil, 1997), soit :

$$\Delta^{18}\text{O}_{(C-H_2O; 4,8^\circ\text{C})} = 1000 \cdot \ln \alpha = 18,03 \cdot \left(\frac{10^3}{T} \right) - 32,42$$

Si l'utilisation de cette température de fractionnement (4,8°C) est cohérente dans le cas des formes adultes de *Candona candida*, caractéristiques de l'hiver, elle est source d'erreur dans le cas des formes juvéniles.

b) L'enregistrement $\delta^{18}\text{O}_I$ des stades juvéniles et adultes.

Les enregistrements isotopiques obtenus par l'analyse des formes juvéniles et adultes ($\delta^{18}\text{O}_C$; annexe D) sont assimilables à la signature isotopique des eaux du lac, elle-même associée à la signature isotopique des apports, notée $\delta^{18}\text{O}_I$, après correction de l'effet de l'évaporation.

La densité des mesures a été contrainte par la quantité de matériel disponible (figure 86). En effet, bien que *Candona candida* soit abondant dans la séquence, l'espèce connaît des phases d'importante réduction de sa population au cours de certaines périodes (figure 86). Ainsi, il n'a pas toujours été possible d'effectuer l'analyse sur des doublons juvéniles-adultes ($\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$), voire même sur les deux stades. Une absence de mesure sur les formes juvéniles ne traduit donc pas une absence de ce stade mais une quantité insuffisante de valves.

De la base de la séquence à **T1a** ($\approx 15\,900$ cal BP), aucune analyse n'a pu être effectuée en raison de la très faible densité de *Candona candida* (voir chapitre VI). A partir de **T1a**, bien que l'abondance en valves augmente, les mesures n'ont pas été possibles sur l'ensemble de l'intervalle.

Les enregistrements $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$ apparaissent relativement similaires sur l'ensemble de la séquence et ce, malgré une saisonnalité différente de ces deux stades.

Toutefois l'amplitude d'oscillation diffère fortement entre les deux enregistrements. Les formes adultes fournissent un enregistrement dont l'amplitude des oscillations est supérieure à celle observée pour les formes juvéniles. Cette différence est principalement la conséquence de la méthodologie employée pour l'analyse isotopique. En effet, dans le cadre de cette analyse, 20 à 30 valves de juvéniles sont prélevées au sein de tranches de sédiment d'1 cm d'épaisseur. *A contrario*, seules quelques valves adultes (2 à 4) ont été extraites pour l'analyse. Compte tenu du faible taux de sédimentation de la séquence, ces échantillons correspondent à une durée moyenne d'une vingtaine d'années. Les valves adultes sont dès lors en nombre insuffisant pour refléter la variation moyenne $\delta^{18}\text{O}_{\text{I}}$ sur cet intervalle. Cet effet est d'autant plus accentué que le lac est caractérisé par une réactivité très élevée (voir VII.3.1.c) ne permettant pas un lissage de la variabilité interannuelle. Ainsi, l'amplitude des variations de $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$ sera associée à la variabilité interannuelle, alors que $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$ s'approchera de la moyenne sur 20 ans des variations de $\delta^{18}\text{O}_{\text{I}}$.

Les deux enregistrements isotopiques $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$ évoluent suivant quatre périodes principales (figure 86) :

- De **T1a à T3 ($\approx 15\,900\text{-}11\,300$ cal BP)** : malgré une abondance de valves accrue par rapport à la période précédente (voir chapitre VI), les quantités de matière, en juvéniles ($\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$) notamment, se sont révélées souvent insuffisantes pour être analysables et les formes adultes ($\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$) sont relativement rares sur cet intervalle. Néanmoins, les quelques mesures effectuées mettent en évidence les signatures $\delta^{18}\text{O}_{\text{L}}$ les plus appauvries de la séquence : -11,72 ‰ pour les juvéniles ($\approx 13\,200$ cal BP) et de -13,20 à -11,64 ‰ pour les stades adultes ($\approx 15\,500$ et $14\,700$ cal BP respectivement). Selon la chronologie de la séquence, ces signatures très appauvries sont associées au Tardiglaciaire, et donc indicatrices de conditions de basses températures.
- De **11 300 (T3) à 5 600 cal BP** : l'augmentation et le développement rapide de la population de *Candona candida* permettent l'observation de l'évolution de $\delta^{18}\text{O}_{\text{I}}$ à partir des formes juvéniles et adultes. Toutefois, il n'a pas toujours été possible d'analyser des doublons. Les deux stades sont caractérisés par des signatures isotopiques enrichies par rapport à la période précédente ; -9,29 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$ et -8,83 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$. Cet enrichissement résulte du réchauffement climatique associé au début de l'Holocène. Malgré cette tendance commune, il apparaît que le signal $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$ est systématiquement plus pauvre que $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$. Cette différence pourrait être la conséquence du fonctionnement du lac (figure 79). Lors du suivi hydro-isotopique, la signature de l'hypolimnion s'est révélée plus appauvrie en ^{18}O au cours de l'été. Ce phénomène semble lié à la stratification du lac, qui, au cours de l'été ne permet pas l'incorporation des signatures $\delta^{18}\text{O}_{\text{I}}$ par l'hypolimnion (voir VII.2.2.c). Cet effet apparaît le plus prononcé entre **7 400 et 6 600 cal BP**. Étant donnée la relative stabilité du signal $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$ (caractéristique de la période de mélange des eaux du lac), cet appauvrissement de $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$ impliquerait un enrichissement de $\delta^{18}\text{O}_{\text{I}}$ au cours de l'hiver, enrichissement probablement lié à des températures plus élevées.

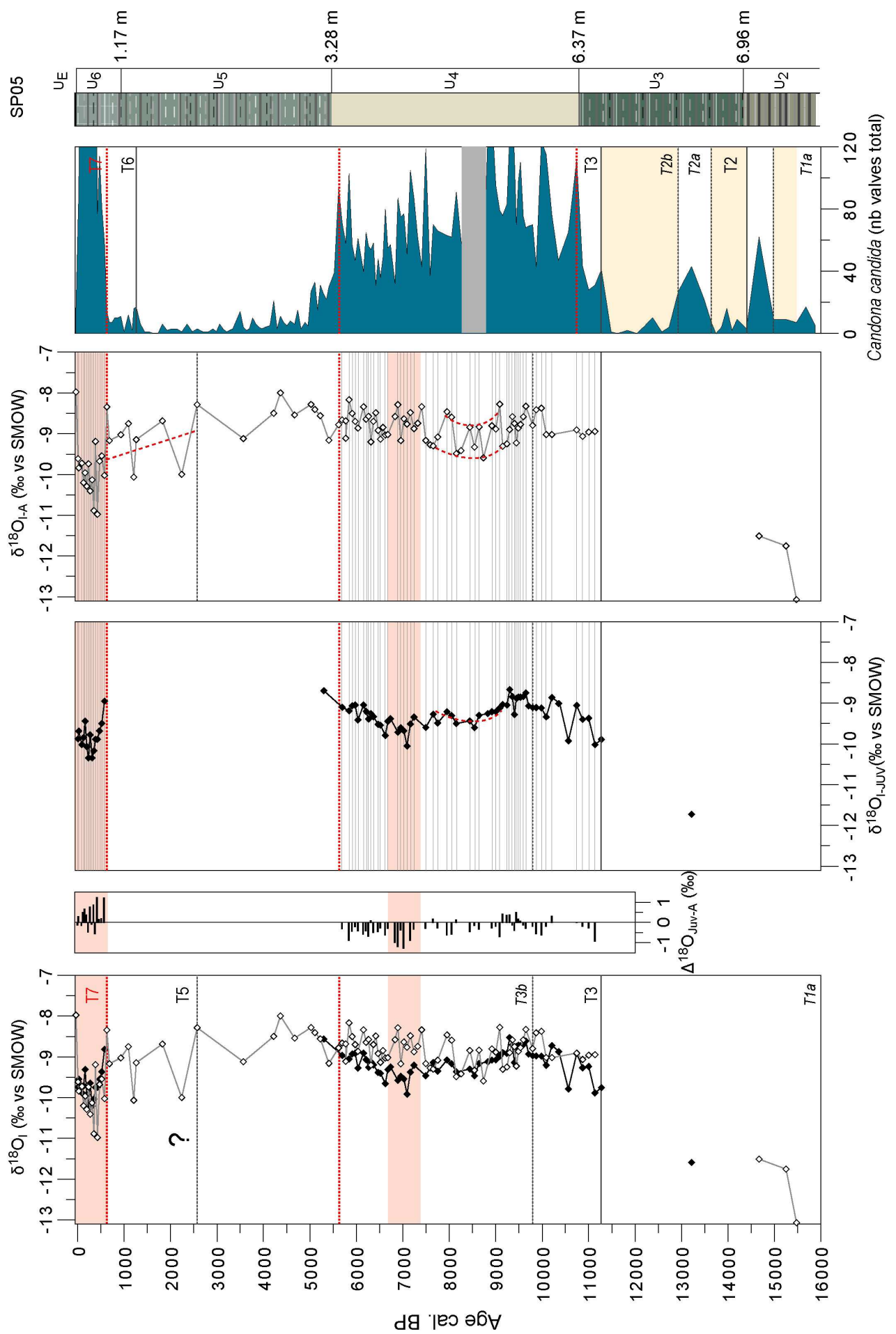


Figure 86. Signatures $\delta^{18}\text{O}_{\text{I}}$ des stades juvéniles ($\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$) et adultes ($\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$) obtenues après correction des différents biais ; $\Delta^{18}\text{O}_{\text{JUV-A}}$ correspond à l'écart observé entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$; abondance des valves de *Candona candida* sur la période étudiée (les traits grisés indiquent les doublons juvéniles-adultes) ; les zones orangées indiquent les périodes où $\Delta^{18}\text{O}_{\text{JUV-A}}$ est maximal.

▪ De **5 600 à 750 cal BP (T7)** : une forte diminution de l'abondance de valves est observée sur cet intervalle. Elle ne permet l'analyse ponctuelle que des formes adultes, les juvéniles étant en quantité insuffisante. Malgré ce manque d'analyses, l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$ semble se maintenir à des valeurs de l'ordre de celles observées au cours de la période précédente. Une légère tendance à l'appauvrissement semble apparaître à partir de **T5 (2 600 cal BP)**. Toutefois, étant donnée la faible densité d'analyse, il apparaît difficile d'établir avec certitude la légitimité de cette tendance, ainsi que son ancrage chronologique.

▪ De **750 cal BP (T7) à l'actuel** : l'abondance de valves dans la séquence augmente fortement, permettant à nouveau l'analyse en parallèle des stades juvéniles et adultes. Les deux enregistrements obtenus se caractérisent par une même tendance à l'appauvrissement démarrant à **600 cal BP**, indicatrice d'une diminution des températures. Cet appauvrissement est inférieur à celui observé au cours de la période **T1a-T3 ($\approx 15\,900\text{--}11\,300\text{ cal BP}$)**, mais il est néanmoins bien marqué. Les valeurs minimales atteintes sont de l'ordre de $-10,34\text{ ‰}$ pour $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$ et de $-11,11\text{ ‰}$ pour $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$, soient des appauvrissements respectifs de $1,39\text{ ‰}$ et de $1,81\text{ ‰}$ en l'espace de quelques siècles. Cette tendance aux valeurs faibles semble s'inverser progressivement au cours des deux derniers siècles, bien que $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$ demeurent appauvris. Un enrichissement brutal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$ est observé au cours des 20 dernières années (soient les années 80). Outre ces variations communes, le signal $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$ apparaît enrichi par rapport à $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$ sur l'ensemble de l'intervalle, avec toutefois une tendance à la diminution progressive de ces écarts vers les périodes récentes. D'après les observations actuelles, un enrichissement de $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$, reflet de $\delta^{18}\text{O}_{\text{I}}$ au cours de l'été, impliquerait une influence des signatures estivales $\delta^{18}\text{O}_{\text{I}}$ sur la signature isotopique de l'hypolimnion. Cette hypothèse suggère une période de stratification réduite par rapport à l'actuel, soient des hivers prolongés et des étés réduits dans la zone du lac Saint-Point.

VII.4.3. L'enregistrement isotopique : effet local ou effet régional ?

Afin de vérifier la relation supposée entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{P}}$, soit la température, et $\delta^{18}\text{O}_{\text{I}}$ sur l'ensemble de la séquence, les enregistrements $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$ sont comparés aux

enregistrements isotopiques de référence pour cette même période (figure 87), soient le $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$ reconstitué à partir des ostracodes de l'Ammersee (Bavière, Allemagne) et le $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$ issu de la carotte de glace GRIP (Summit, Groenland). Les trois sites présentent des pas d'échantillonnage variables.

L'enregistrement GRIP est ici présenté sous la forme d'échantillons moyennés sur 20 ans et la chronologie a été effectuée par comptage des valves annuelles de l'actuel à 11 700 BP (Rasmussen *et al.*, 2006 ; Vinther *et al.*, 2006) puis par corrélation avec d'autres enregistrements datés et disponibles dans la zone (Andersen *et al.*, 2006 ; Svensson *et al.*, 2006).

L'enregistrement obtenu à partir de l'étude des ostracodes de l'Ammersee (von Grafenstein *et al.*, 1998 ; von Grafenstein *et al.*, 1999a) présente une résolution temporelle de l'ordre de 11 ans sur la partie antérieure à 5 500 ans BP et un échantillonnage plus lâche pour la fin de l'Holocène. Seules les 500 dernières années ont fait l'objet d'une analyse à plus haute résolution. Cet enregistrement à haute résolution a notamment permis d'établir une corrélation robuste entre la température et le $\delta^{18}\text{O}_\text{L}$ au cours des deux derniers siècles, relation extrapolable au 15 000 dernières années étant donnée la forte corrélation de l'enregistrement avec GRIP (von Grafenstein *et al.*, 1996 ; von Grafenstein *et al.*, 1999a).

Les échantillons de la séquence du lac Saint-Point sont considérés représentatifs des variations moyennes de $\delta^{18}\text{O}_\text{I}$ sur un intervalle d'une vingtaine d'années au niveau de $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$, moyenne biaisée pour $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$ en raison de la quantité de matériel prélevé. Dès lors, et bien que l'échantillonnage soit dense, notamment sur la période Holocène (pas d'échantillonnage inférieur au siècle), la résolution de l'enregistrement isotopique du lac Saint-Point sera inférieure à celle de ces enregistrements de référence.

Malgré ces différences de résolution, les tendances observées sur les trois sites apparaissent similaires (figure 87), ce qui suggère que l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}_\text{I}$ obtenu au lac Saint-Point est bien représentatif de l'évolution générale de $\delta^{18}\text{O}_\text{P}$. A l'échelle pluriséculaire, des différences relevant d'effets de site (fonctionnement isotopique du lac et densité d'analyse) demeurent toutefois perceptibles.

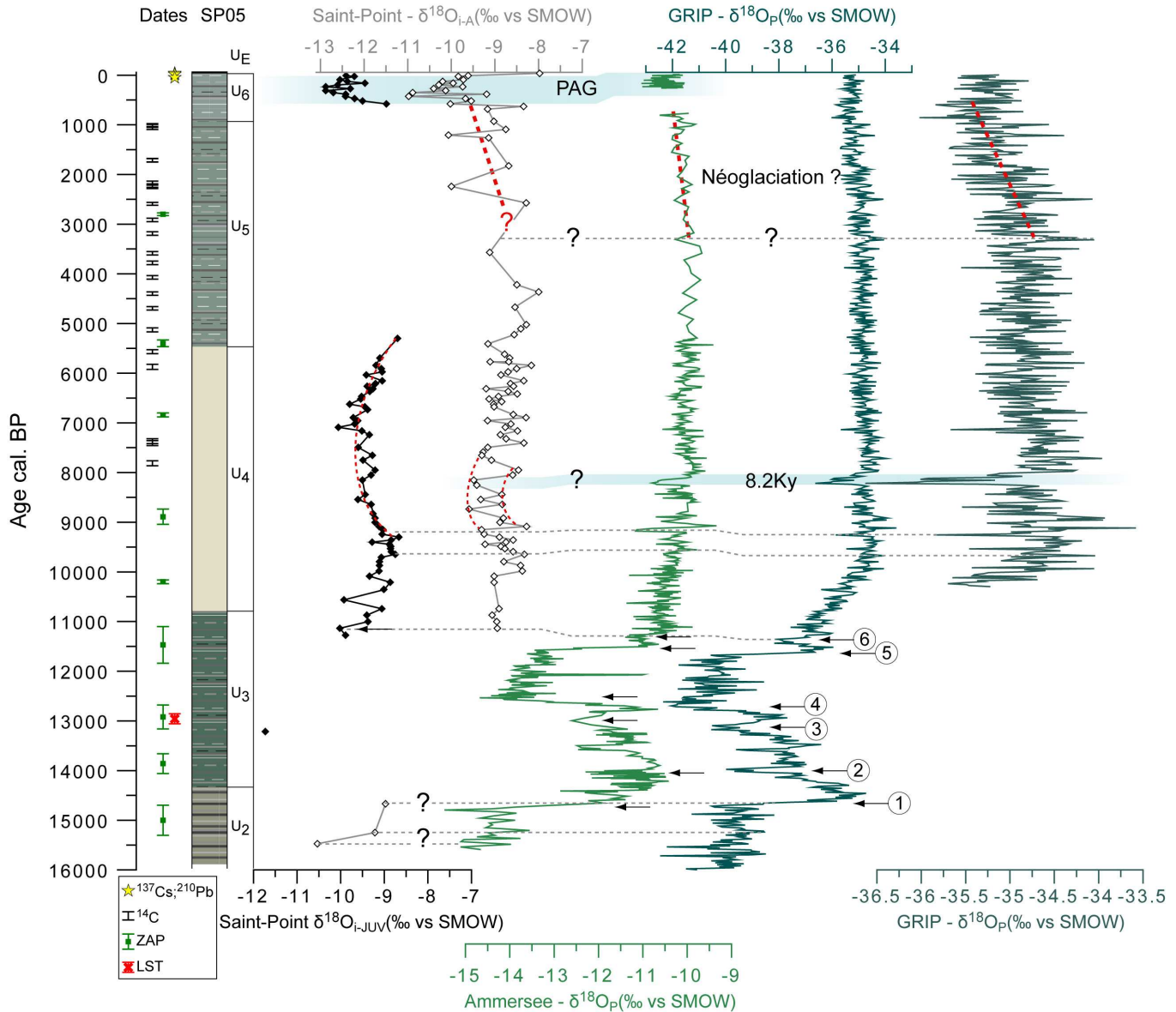


Figure 87. Comparaison et essai de corrélation des enregistrements isotopiques du lac Saint-Point ($\delta^{18}\text{O}_{i-JUV}$ et $\delta^{18}\text{O}_{i-A}$), de l'Ammersee et de GRIP (Groenland) ; éléments de datation de la séquence SP05 ; évènements climatiques majeurs : 1-Dryas ancien/Bølling, 2-Dryas moyen, 3-oscillation de Gerzensee, 4-Allerød/Dryas récent, 5-Préboréal/Dryas récent, 6-oscillation préboréale (PBO), PAG-Petit Âge Glaciaire.

En raison d'un manque de matériel analysable pour le Tardiglaciaire ($\approx 18\,500$ - $11\,700$ cal BP), l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}_I$ ne permet pas l'observation des différentes récurrences froides mises en évidence dans les enregistrements d'Ammersee et de GRIP (figure 87). Les quelques mesures $\delta^{18}\text{O}_{i-A}$ présentes dans l'intervalle $14\,700$ - $15\,500$ cal BP, semblent toutefois cohérentes avec les enregistrements isotopiques des deux autres sites ; l'amplitude de variation

de $\delta^{18}\text{O}_I$ observée entre cette période et la moyenne pour l'Holocène est de l'ordre de 4 ‰ au niveau de l'Ammersee et d'environ 3,5 ‰ à Saint-Point.

L'oscillation préboréale (PBO ; \approx 11 300-11 100 cal BP à Saint-Point ; figure 87) constitue un premier élément de corrélation entre les trois sites, bien qu'elle ne soit observée que partiellement dans l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}_{I\text{-}JUV}$ du lac Saint-Point. La phase de réchauffement qui s'ensuit, caractéristique du début de l'Holocène, s'achève aux environs de 9 600 cal BP. Cette dernière est mieux enregistrée par les formes juvéniles ($\delta^{18}\text{O}_{I\text{-}JUV}$) que par les formes adultes ($\delta^{18}\text{O}_{I\text{-}A}$; figure 87) ; cette différence résulte probablement de la différence de lissage entre les deux stades, $\delta^{18}\text{O}_{I\text{-}JUV}$ étant plus représentatif de la moyenne de l'échantillon que $\delta^{18}\text{O}_{I\text{-}A}$. Cette corrélation entre $\delta^{18}\text{O}_{I\text{-}JUV}$ et GRIP est mise à mal au cours de la période suivante, probablement en raison d'une modification du fonctionnement saisonnier du lac (influence de la stratification de la colonne d'eau ; voir VII.4.2.b). Cette influence saisonnière semble s'atténuer vers 6 500 cal BP.

Cette période, climatiquement stable dans son ensemble, est toutefois affectée par une récurrence froide, l'évènement à 8 200 cal BP, d'une durée moyenne de 200 ans. S'il est clairement identifié à Ammersee et au Groenland, son observation apparaît plus aléatoire à Saint-Point (figure 87). En effet, au cours de l'intervalle 9 000-8 000 cal BP un appauvrissement sensible de $\delta^{18}\text{O}_{I\text{-}A}$ est observé, mais aucune excursion significative ne peut être identifiée. Cette absence d'observation au niveau des enregistrements isotopiques de la séquence du lac Saint-Point n'exclut pas un impact de cette récurrence froide dans la zone. Le pas d'échantillonnage sur cette partie de la séquence est de 5 cm, or le taux de sédimentation estimé est de 0,5 mm.a⁻¹, l'évènement à 8 200 cal BP serait donc présent sur un intervalle d'environ 10 cm. Compte tenu du pas d'échantillonnage, il est probable que le paroxysme de cet évènement n'a pas été échantillonné, rendant son positionnement dans la séquence difficile.

A partir de 3 300 cal BP, la signature isotopique de GRIP indique une décroissance progressive du $\delta^{18}\text{O}$ qui traduit une diminution des températures moyennes (figure 87). Cette période est appelée Néoglaciation, bien qu'elle ne soit en rien comparable aux récurrences froides telles que le Dryas ancien ou le Dryas récent. Cette tendance semble présente dans les séquences du lac Saint-Point et de l'Ammersee, mais en raison de la faible résolution de ces enregistrements sur cet intervalle, son amorce demeure incertaine.

Enfin, une forte accentuation de ce refroidissement est observée au cours des 600 dernières années (figure 87). Cette péjoration climatique est perçue à la fois par $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$ et $\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$ au lac Saint-Point, mais également à Ammersee. L'enregistrement GRIP ne présente pas cette évolution. Cette période froide appelée Petit Âge Glaciaire (PAG) a également pu être identifiée lors de l'analyse des ostracodes benthiques du lac d'Annecy (Leroux, 2005 ; Nomade, 2005). Les multiples observations du PAG en milieu continental tendent à indiquer que ce refroidissement est plus accentué au niveau de l'Europe par rapport au Groenland.

Les différentes observations de l'enregistrement isotopique de la séquence du lac Saint-Point mettent en évidence le potentiel de ce site dans le cadre d'une reconstitution du $\delta^{18}\text{O}_{\text{I}}$ et ce malgré un effet saisonnier très présent. Toutefois, se pose le problème de la résolution de l'enregistrement. En effet, si un affinage du pas d'échantillonnage demeure possible, le lissage représenté par chaque échantillon (moyenne sur une vingtaine d'années) est difficilement réductible, puisqu'il nécessite une diminution de l'épaisseur de la tranche de sédiment ; ceci implique donc une quantité de sédiment plus importante à traiter, quantité non disponible dans le cadre de cette étude.

PARTIE 4

DISCUSSION

Chapitre VIII

Evolution des paramètres sédimentologiques : implications paléoenvironnementales et paléoclimatiques

Les différents résultats présentés dans les chapitres précédents soulignent une bipartition principale de la séquence SP05, associée à la transition Tardiglaciaire-Holocène. Outre ces deux périodes, des tendances intrinsèques, communes aux différents marqueurs, ont été mises en évidence à différentes échelles de temps : plurimillénaires et pluriséculaires.

Ce chapitre propose une synthèse de ces variations et leur interprétation en termes d'évolution environnementale et climatique au cours du Tardiglaciaire d'une part, et de l'Holocène, d'autre part.

VIII.1. Glaciaire-interglaciaire : bipartition majeure de la séquence

Les différents résultats, tant au niveau de l'évolution du bassin versant que de la colonne d'eau du lac, soulignent une division de la séquence SP05 marquée par deux ensembles sédimentaires distincts. La transition entre ces deux périodes s'opère à environ 11 300 cal BP (T3-6,45 m) et marque le passage du Tardiglaciaire à l'Holocène.

Ce changement majeur est enregistré par l'ensemble des marqueurs ; toutefois son impact est le plus prononcé dans la composition chimique des fractions silicatées et carbonatées (figures 43 et 46, p. 87 et p.94).

La chimie de la fraction silicatée révèle un enrichissement en aluminium au cours de l'Holocène par rapport au Tardiglaciaire. Cet enrichissement, corrélé à une augmentation des teneurs en illite et interstratifiés dans le cortège argileux (figure 39, p.81), suggère une évolution de la pédogénèse. Cette hypothèse semble confirmée par l'évolution de la minéralogie des sédiments. En effet, alors que la minéralogie de la fraction silicatée apparaît

dominée par les minéraux issus du substratum durant le Tardiglaciaire (notamment le quartz), elle se caractérise par une prépondérance des phyllosilicates au cours de l'Holocène (figure 38, p.77).

Le développement des processus pédogénétiques dans le bassin versant résulte de l'installation rapide d'un couvert forestier pérenne composé principalement de chêne (mésothermophile) et favorisé par la clémence des conditions climatiques caractérisant le début de l'Holocène.

Si cette transition marque un changement radical de la fraction silicatée (chimie et composition), il en est de même pour la fraction carbonatée. En effet, le début de l'Holocène se distingue par un développement sans précédent de la production de carbonates authigènes, conséquence directe de l'élévation de température (figure 59, p.135).

Cette transition, synchrone sur la majorité des paramètres étudiés, semble toutefois légèrement tardive par rapport à la stratigraphie pollinique. En effet, le début du Préboréal, première période de l'Holocène, intervient vers 11 500 cal BP (6,5 m) avec l'apparition du chêne (figure 57, p.126). Cet âge apparaît plus cohérent avec la dernière proposition de chronologie du groupe *INTIMATE* datant le début de l'Holocène à 11 650 cal BP (Rasmussen *et al.*, 2007 ; Lowe *et al.*, 2008).

Ce déphasage entre la réponse sédimentaire et les modifications majeures du couvert végétal semble systématique au cours de la période étudiée (voir chapitre IV.2). Cette différence de temps de réponse peut être envisagée comme le temps nécessaire pour que la modification de la végétation se répercute complètement sur les sols du bassin versant, donc sur l'érosion.

Pour des raisons d'homogénéité du manuscrit, le début de l'Holocène est attribué à la transition T3-11 300 cal BP, indiquée par la majorité des marqueurs sédimentaires, ce qui n'exclut pas la possibilité que ce changement climatique soit plus précoce (vers 11 500 cal BP selon la chronologie de SP05).

VIII.2. Variations environnementales au cours du Pléniglaciaire et du Tardiglaciaire (de la base de la séquence jusqu'à 11 300 cal BP)

VIII.2.1. Résolution de l'échantillonnage

Cette partie de la séquence SP05 (de la base à 6,45 m) présente une certaine faiblesse au niveau de l'ancrage chronologique. En effet, compte tenu de l'absence de matériel datable, le modèle d'âge utilisé repose essentiellement sur la stratigraphie pollinique, que viennent compléter une unique datation ^{14}C (13 579 cal BP \pm 210) et le Laacher See Tephra daté à 12 958 \pm 102 cal BP (Brauer *et al.*, 1999 ; Friedrich *et al.*, 1999 ; Blockley *et al.*, 2008). Si la stratigraphie pollinique est bien contrainte par des datations radiocarbone du Bølling au Préboréal (Peyron *et al.*, 2005 ; Magny *et al.*, 2006a), elle demeure très incertaine au-delà du Bølling (Dryas ancien et Pléniglaciaire).

Ainsi, aucune chronologie n'a pu être établie pour la partie basale de séquence SP05, soit de 12,30 m à 8,58 m (début du Dryas ancien).

A cette incertitude quant au modèle d'âge s'ajoute une basse résolution de l'échantillonnage, notamment entre 7,17 et 6,27 m (15 000-10 200 cal BP), conséquence de la faiblesse des taux de sédimentation (figure 35, p.67).

VIII.2.2. Le Pléniglaciaire à Saint-Point (12,37-8,64 m)

L'appellation « Pléniglaciaire » est issue de la terminologie employée en palynologie pour désigner la période définie par un environnement relativement stérile, qui précède le développement d'une steppe au Dryas ancien.

Cette période dépourvue de modèle d'âge correspond principalement au faciès de l'unité 1 (figure 88). Cette unité de couleur beige comporte une alternance de lamines sombres millimétriques entre lesquelles s'intercalent des niveaux clairs d'épaisseur plus variable (voir chapitre II.2). Ce faciès apparaît très proche des faciès décrits dans la Combe d'Ain et le lac de Joux et interprétés comme caractéristiques d'environnements lacustres proglaciaires (Buoncristiani et Campy, 2004 ; Fuchs, 2008). Cependant, l'imagerie sismique du remplissage

du lac Saint-Point (annexe A) révèle un remplissage tabulaire de l'ordre de 35 m d'épaisseur exempt de toutes perturbations indicatrices de *dropstone*, ce qui traduirait un contexte périglaciaire et non proglaciaire.

En l'absence de modèle d'âge, les différents flux sédimentaires n'ont pu être reconstitués. Néanmoins, la caractérisation des sédiments ainsi que l'observation des espèces d'ostracodes permettent d'aborder le contexte environnemental et certaines de ses fluctuations.

Les sédiments mis en place au cours de cette période se dissocient de ceux observés lors des périodes suivantes, principalement par leurs teneurs en silicates (notamment en quartz) et la finesse de grain du sédiment total (figure 88).

Dans ce contexte de bassin versant carbonaté, une telle contribution de la fraction silicatée peut être envisagée comme la conséquence de deux phénomènes non exclusifs :

- une érosion prononcée des formations carbonatées du bassin versant, entraînant une importante contribution de leurs résidus insolubles dans le détritisme ;
- la présence d'apports éoliens

Le résidu insoluble des différentes roches du bassin versant varie selon le caractère marneux de la roche considérée (voir chap. I.2). En cela, les roches crétacées constituent la source la plus riche en minéraux silicatés et l'unique source de glauconie (Bichet, 1997). La présence régulière de cette dernière dans la sédimentation Pléniglaciaire tend à confirmer une contribution importante de ces couches géologiques dans le détritisme.

De plus, cette composition minéralogique, ainsi que celle de son cortège argileux apparaissent en accord avec les différents travaux portant sur les sols du Jura, dans lesquels la contribution des minéraux hérités du substratum a été estimée (Pochon, 1978 ; Jouaffre, 1989). L'abondance de minéraux silicatés semble donc principalement associée à une forte contribution du résidu insoluble des roches du bassin versant. Seule, la présence de plagioclase ne peut être attribuée à cet héritage du substratum (Pochon, 1978 ; Jouaffre, 1989). Ces minéraux allochtones suggèrent des apports éoliens, apports également observés dans de nombreux sites d'Europe centrale au cours de cette période (Wessels, 1998 ; Antoine *et al.*, 2001). Cette contribution éolienne, non quantifiée, participe probablement aux

fortes concentrations de quartz de la séquence, toutefois la faiblesse des teneurs en plagioclases suggère une contribution moindre par rapport à celle du résidu insoluble des roches du bassin versant.

Cette forte signature des roches du bassin versant dans les sédiments implique un apport important de carbonates détritiques. La quantification de cette fraction (et en conséquence des carbonates authigènes) n'est pas possible au cours de cette période. En effet, Ca et Mg ne présentent aucune corrélation significative (figure 46, p.94). Cette absence de corrélation est très probablement la conséquence des apports ponctuels de dolomite dans la séquence. Néanmoins, les teneurs en Mg globalement élevées des sédiments semblent indiquer une prépondérance de la calcite détritique au cours de cette période (figure 46, p.94). Cette hypothèse semble confirmée par l'absence de test d'organisme lacustre dans la partie basale de la séquence (seuls quelques fragments), mais peut être mise à mal à partir de T0a (10,33 m) suite à l'apparition des ostracodes dans la séquence.

Ces apports détritiques présentent une granulométrie très fine, comparable à celle observée dans les sédiments de Combe d'Ain (Buoncristiani, 1997). Ces similitudes suggèrent des contextes de sédimentation relativement semblables. La finesse de grain des sédiments serait donc caractéristique d'un lessivage des farines glaciaires abandonnées dans le bassin versant.

Une évolution sensible de la granulométrie est observée à partir T0a (10,33 m) : le classement des grains se détériore et la taille des particules augmentent légèrement (figure 88). Ce changement pourrait être la conséquence d'une accentuation progressive du lessivage du bassin versant. Le développement des ostracodes à partir de cette même transition semble indiquer des conditions de températures plus favorables à la colonisation du milieu lacustre, bien que *Leucocythere mirabilis* soit une espèce caractéristique des milieux oligotrophiques profonds et froids. Cette transition semble au début de l'épisode GS2-b débutant à 20 850 cal BP, phase climatiquement plus clémente du GS2 (Lowe *et al.*, 2008).

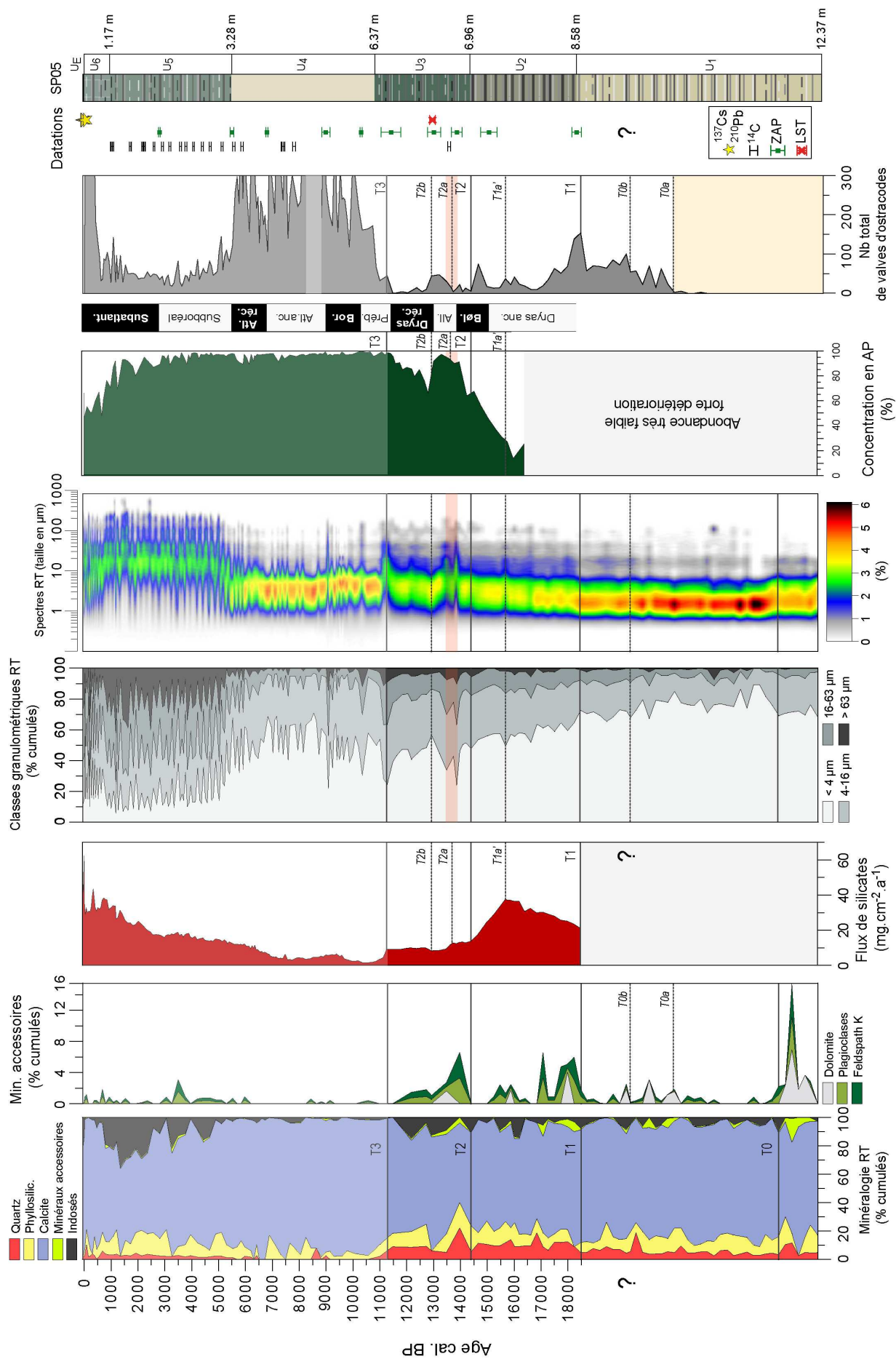


Figure 88. Paramètres caractéristiques des transitions environnementales majeures observées au cours du Pléniglaciaire et du Tardiglaciaire : minéralogie, flux de silicates, granulométrie de la roche totale, proportion de grain de pollen d'arbre et abondance totale de valves d'ostracodes.

VIII.3. Grandes tendances au cours du Tardiglaciaire (\approx 18 500-11 300 cal BP)

La stratigraphie pollinique offre la possibilité de quantifier le flux silicaté sur cette période. De même, l'existence de corrélations entre les éléments Mg et Ca a permis d'estimer le flux détritique carbonaté et la production authigène. Cette dissociation de la fraction carbonatée repose sur deux relations linéaires légèrement différentes, l'une associée à l'intervalle Dryas ancien-Bølling (\approx 18 500-14 600 cal BP), et la seconde à l'intervalle Allerød-Dryas récent (14 600-11 300 cal BP).

Les flux ainsi reconstitués indiquent deux périodes d'apports très contrastées. La première correspond à l'intervalle 18 500-14 400 cal BP (T2-T3) et se caractérise par un fort détritisme, alors que le second intervalle (14 400-11 300 cal BP ; T2-T3) se distingue par une baisse considérable de ce dernier.

Au cours de cette période, la fraction silicatée ne semble pas modifiée significativement. Les minéraux issus du substratum demeurent dominants dans la fraction silicatée, seule leur proportion augmente sensiblement (figure 88). Une légère évolution demeure perceptible au niveau de la composition du cortège argileux (figure 39, p.81) : la proportion d'interstratifiés semble augmenter à partir de T1 (\approx 18 500 cal BP). La cristallinité de l'illite, mise à mal durant la période précédente (à partir de T0a-10,30 m), indique une phase accrue d'altération au cours de la période T1a'-T2 (soit \approx 15 700-14 400 cal BP).

La reconstitution des flux détritiques (figure 88) révèle une bipartition de cette période avec une transition qui s'effectue vers 15 700 cal BP. (T1a'). Les flux détritiques apparaissent très importants d'environ 18 500 cal BP à 15 700 cal BP (T1-T1a'), puis chutent fortement jusqu'à 14 400 cal BP (T2). Cette diminution du détritisme se poursuit progressivement jusqu'à 11 300 cal BP (T3). La réduction des flux détritiques apparaît synchrone du développement progressif d'un couvert forestier composé de pin (figure 88 et figure 59, p.117). Ce développement de la végétation marque le début de l'interstade Bølling-Allerød, phase aux conditions climatiques plus clémentes (Johnsen *et al.*, 1997).

Si le développement de la forêt engendre une meilleure fixation des particules et une réduction des apports éoliens, à ce stade encore précoce, il ne peut expliquer seul une telle

diminution des flux détritiques. Il est probable que cette réduction soit associée à un épuisement progressif des matériaux facilement érodables du bassin versant, c'est-à-dire des farines glaciaires. Ces produits peu consolidés sont aisément transportés par les écoulements, donc rapidement épuisés.

VIII.3.1. Les récurrences froides : vers 14 400-13 500 cal BP et vers 12 900-11 300 cal BP

Ces phases se caractérisent par des enregistrements similaires. En effet, ces intervalles correspondent à des périodes de réduction de l'abondance en ostracodes (figure 88), notamment de *Candona candida* (figure 66, p.151). La réduction de cette population suggère une détérioration de la température du milieu.

Le flux silicaté présente également une légère augmentation qui peut être envisagée comme une accentuation de l'humidité (figure 88). Toutefois, la dynamique du détritisme est fortement affectée par le développement du pin à partir d'environ 15 700 cal BP (T1a' ; figure 57, p.126). Or ces phases se caractérisent également par une déprise de la forêt. Il est donc probable que cette accentuation légère des flux silicatés soit la conséquence de l'évolution du couvert végétal et non d'une augmentation de l'humidité, le signal hydrologique étant masqué par l'effet dominant de la végétation. Ainsi, les phases de développement de la végétation génèreraient des diminutions du flux silicaté, alors que les phases de régression de ce même couvert végétal seraient à l'origine d'accentuations du flux détritique silicaté.

VIII.4. Grandes tendances au cours de l'Holocène

VIII.4.1. La première partie de l'Holocène (≈ 11 300-6 300 cal BP)

La période Holocène se distingue par une accentuation des processus pédogénétiques (voir VIII.1), toutefois celle-ci n'engendre qu'une faible variation de composition du cortège argileux au cours de l'intervalle 11 300 à 6 300 cal BP (de T3 à T4). En effet, seule la proportion d'illite augmente sensiblement au détriment de la contribution en smectite (figure 39, p 71). Les apports silicatés, composés essentiellement de ces phases argileuses, et le bon indice de cristallinité des illites (figure 41, p.84) laissent supposer une altération chimique limitée du substrat.

A partir de 11 300 cal BP (T3), le taux de sédimentation global, outre quelques fluctuations, croît fortement par rapport à la période précédente (figure 34, p.66). Cette augmentation résulte d'un développement sans précédent de la production authigène, qui apparaît deux fois supérieure au flux détritique total (silicates et carbonates détritiques).

Le flux de silicates apparaît considérablement réduit puisqu'il ne représente dès lors, qu'un tiers des apports détritiques au lac (figure 89). Cette baisse du détritisme semble moins prononcée dans le signal des carbonates détritiques.

Dès lors, le changement de végétation doit être envisagé comme facteur de modification de l'érosion du bassin versant. En effet, à la même période une forêt constituée d'espèces mésothermophiles (principalement de chênes) remplace progressivement les résineux (figure 89). Ce nouveau couvert forestier, par sa composition, entraîne une réduction des écoulements superficiels au profit de l'infiltration, ainsi qu'une accentuation de l'évapotranspiration liée au développement de la canopée. Par ailleurs, ce type de végétation, permet une meilleure fixation des sols en raison de son réseau racinaire plus développé que celui des résineux (Ranger et Nys, 1994).

La réduction plus prononcée des flux détritiques silicatés par rapport au flux détritiques carbonatés pourrait être la conséquence d'un arrêt des apports éoliens suite à la fermeture du milieu, et de la végétalisation des vallées synclinales, principales sources de silicates au cours du Tardiglaciaire.

Ainsi, au cours de cette période, le flux détritique soumis au « filtre » de la végétation ne fournit qu'une information partielle sur l'évolution hydrologique du système, l'évapotranspiration et l'infiltration réduisant les écoulements de surface et, de fait, les apports particuliers au lac.

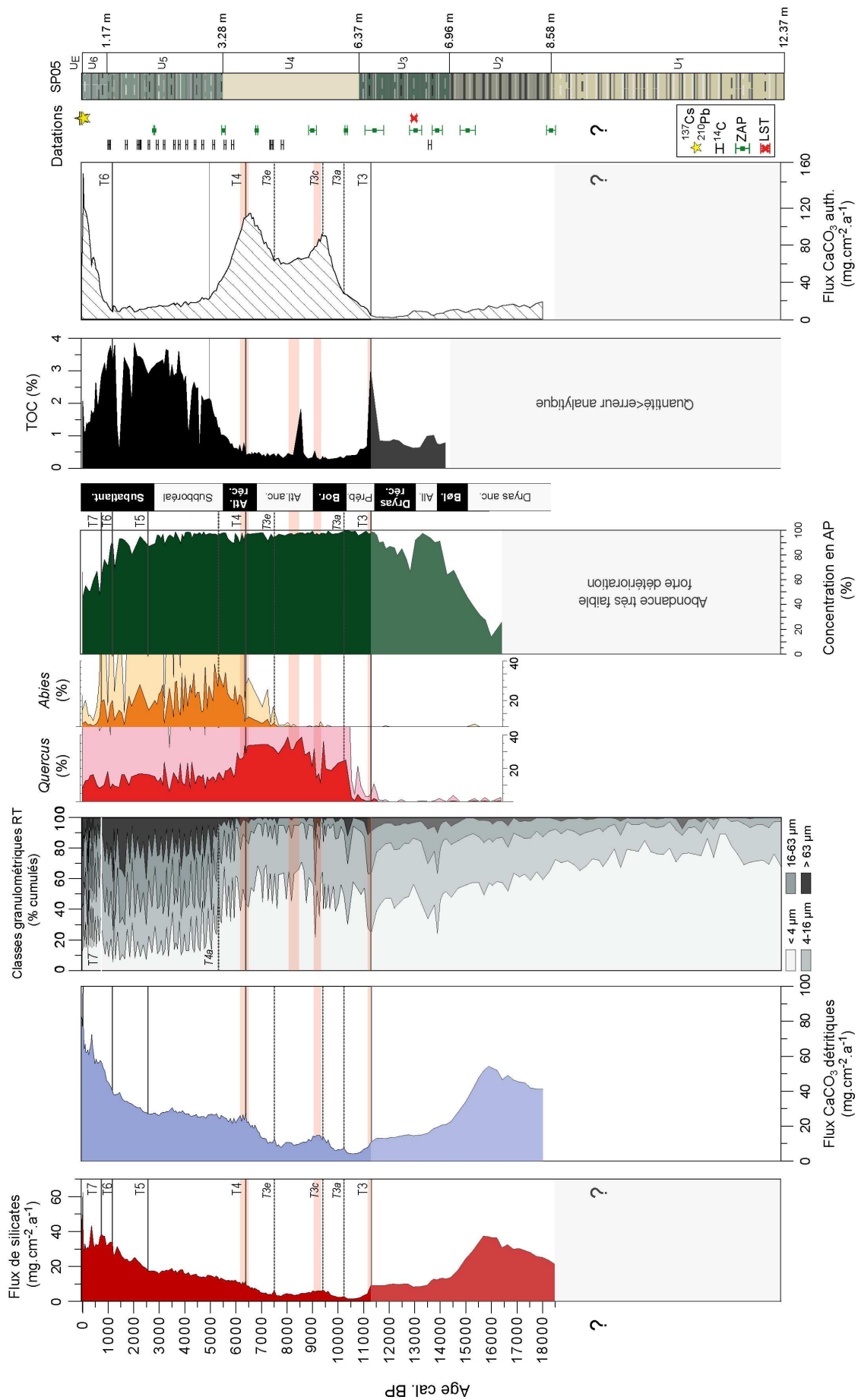


Figure 89. Enregistrements caractéristiques des transitions environnementales majeures observées au cours de l'Holocène ; flux détritiques et authigènes reconstitués ; granulométrie des sédiments ; abondance des grains de pollen d'arbres, *Quercus* et *Abies* ; teneurs en matière organique des sédiments.

Au sein de la cuvette lacustre, l'essor considérable des carbonates authigènes indique un réchauffement de la colonne d'eau (figure 89). Ce réchauffement est également souligné par un enrichissement significatif de la signature $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes benthiques (figure 86, p.190) et le développement de populations d'ostracodes dans les différentes niches écologiques du lac (figure 66, p.151). Toutefois les espèces à caractère littoral (*Cypridopsis vidua*) demeurent en faibles proportions, ce qui suggère un faible transport depuis les zones littorales, c'est-à-dire des flux hydriques réduits ou une meilleure stabilité des pentes du bassin lacustre.

Pour le site de Saint-Point, la première moitié de l'Holocène ou Optimum Holocène, est donc principalement caractérisée par une élévation sensible de la température, engendrant une production sans précédent de carbonates authigènes. Les flux détritiques, considérablement réduits, subissent probablement une forte atténuation de leurs variations.

VIII.4.2. La seconde partie de l'Holocène : environ 6 300-2 600 cal BP

Cette période se caractérise par un changement progressif, mais néanmoins rapide à l'échelle de l'Holocène, de la nature de la sédimentation. En effet, en l'espace de 1 300 ans, la production authigène se réduit de plus de 70 % par rapport à la période précédente, alors que le flux détritique moyen est doublé (figure 89).

La minéralogie de la fraction silicatée (figure 38, p.77), peu soumise à un effet de dilution par les carbonates authigènes, est caractérisée par la présence de quartz et de minéraux accessoires (plagioclases et feldspaths potassiques). Au sein du cortège argileux, les teneurs en chlorite et interstratifiés augmentent au détriment de la teneur en illite, dont l'état cristallin se dégrade (figure 41, p.84). Ces diverses observations soulignent une altération chimique des roches du bassin versant plus prononcée. En effet, la géochimie des éléments majeurs indique des pertes en potassium et fer des silicates, indices d'un lessivage plus importants des sols (Duchaufour, 2001), ainsi qu'un léger enrichissement en aluminium (figure 44, p.90).

Cette évolution géochimique est contemporaine de l'installation progressive d'une hêtraie-sapinière dans la zone. Le développement de l'épicéa puis du sapin (figure 89) génère une modification de la pédogénèse ; le type d'humus change et on assiste à une augmentation de la teneur en matière organique dans le sédiment et une diminution de son état de

minéralisation (figure 58, p.128). L'humus produit sous couvert résineux se compose de matière organique peu minéralisée, contrairement à l'humus produit sous couvert de feuillus (Ranger et Nys, 1994).

Outre une modification de la chimie des silicates, un tel changement est également à l'origine d'une déstabilisation de la structure du sol et de fait, d'une érodabilité plus aisée.

Cette évolution de la végétation, et donc des sols, serait à la fois à l'origine de l'accroissement de l'altération chimique mais aussi de l'augmentation du flux silicaté et des teneurs en carbone organique du sédiment. Cette hypothèse semble confirmée par la stabilisation des différents paramètres observés à partir de 5 300 cal BP (T4a), soit à la fin de la mise en place de l'hêtraie-sapinière dans le bassin versant (figure 89).

Le milieu lacustre subit également les effets de ce changement de végétation à travers une forte réduction de la production authigène (figure 89), en particulier de l'abondance d'ostracodes. En effet, cette diminution rapide de la production authigène apparaît synchrone de l'augmentation du détritisme, mais surtout de l'augmentation des teneurs en matière organique (figure 89). Au cours de ce même intervalle, une réduction des populations benthiques et sublittorales est observée suivant un léger temps de latence, probablement lié à la capacité d'adaptation de ces organismes (figure 66, p.151). Ces niches écologiques apparaissent fortement dépeuplées à partir de 5 000 cal BP. Seules perdurent les espèces littorales, telle *Cypridopsis vidua*, dont la présence s'accroît de 5 000 à 4 000 cal BP.

Deux hypothèses peuvent expliquer cet appauvrissement du lac en faune benthique :

- Les conditions en fond de lac se seraient dégradées suite à l'apport important de matière organique en provenance des sols (acide humique, oxygénation).
- Une diminution de la saturation en calcium des eaux ne permettant plus la précipitation des tests calcitiques.

La diminution de la faune benthique pourrait également avoir été accentuée par des conditions climatiques plus froides. En effet, la signature $\delta^{18}\text{O}$ (figure 87, p.194) met en évidence une tendance à une baisse de température dont l'amorce demeure incertaine,

toutefois il apparaît peu probable que cette dernière génère à elle seule la disparition des espèces benthiques.

Cette période marque un refroidissement des conditions climatiques, caractéristique du second versant de l'Holocène ou Néoglaciale (de Beaulieu *et al.*, 2006 ; Magny *et al.*, 2006b ; Joerin *et al.*, 2008 ; Nicolussi *et al.*, 2009). En effet, le développement des résineux est généralement favorisé par des climats frais et humides (de Beaulieu *et al.*, 2006).

VIII.4.3. La période anthropisée (aux environs de 2 600 cal BP à l'actuel)

Cette période comporte deux parties distinctes : de 2 600 à 1 200 cal BP (T5-T6) et de 1 200 cal BP (T6) à l'actuel.

L'intervalle 2 600-1 200 cal BP est marqué par une augmentation des flux détritiques prononcée alors que les diverses propriétés du sédiment demeurent similaires à celles observées durant le Néoglaciale ; la minéralogie et la chimie des sédiments semblent stables. Ceci suggère des conditions climatiques et environnementales qui s'inscrivent dans la continuité de celles observées au cours du Néoglaciale.

De fait, l'augmentation des apports détritiques trouve son origine dans un phénomène local correspondant à une ouverture progressive du milieu. La représentation des taxa arboréens met en évidence de nombreuses phases de diminution au profit des essences caractéristiques de milieux plus ouverts (figure 90). Les essences d'arbres les plus affectées sont les espèces de résineux. Le caractère sélectif de ces « dépeuplements » ainsi que la concordance avérée entre la diminution de ces pourcentages, l'apparition de grains de pollen de céréales et de végétation caractéristique de zones de prairies en proportions significatives, tendent à confirmer un impact anthropique sur la végétation. En effet, l'épicéa et le sapin sont généralement les premières essences affectées lors des défrichements. Or ces essences représentent l'un des principaux facteurs de contrôle de la pédogénèse. Leur coupe tend à déstabiliser les sols, qui sont dès lors facilement transportés par le ruissellement.

Si ce type d'évènement est également observé de manière plus précoce (\approx T4a-T5 ; figure 90), la persistance de ces phases et l'accentuation de leur amplitude entraînent un effet pérenne sur le fonctionnement du bassin versant. En effet, au cours de la période précédente, le couvert forestier, via l'évolution des proportions de grain de pollen

d'arbres, semble se restaurer entre les phases de défrichement ; désormais les périodes d'ouverture du milieu apparaissent trop prolongées pour permettre une restauration complète du milieu forestier (figure 90), bien que ce dernier demeure probablement très développé (environ 90 % des grains de pollen observés).

Dans la colonne d'eau, cette période marque un léger retour de *Cypria ophtalmica*, espèce dont l'habitat est très variable, mais également la présence de *Cytherissa lacustris*, espèce caractéristique des milieux froids bien oxygénés (figure 66, p.151). Le retour de ces espèces, en proportions relativement faibles, indique une phase de recolonisation du milieu peu prononcée, soient des conditions environnementales proches de celles observées au cours du Néoglaciale.

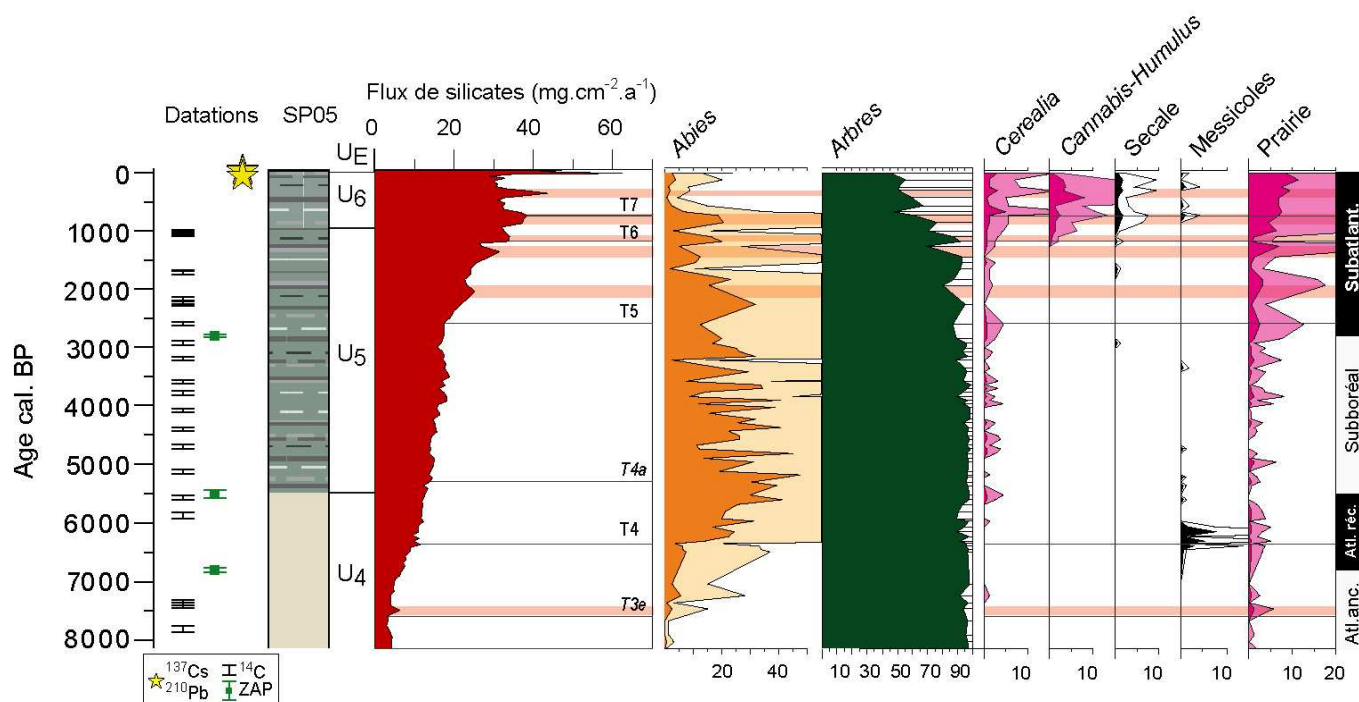


Figure 90. Enregistrements caractéristiques de l'anthropisation du bassin versant ; flux silicaté reconstitué ; indice pollinique d'anthropisation (rose) ; proportions d'*Abies* et d'arbres dans les assemblages polliniques.

La période s'étendant de 1 200 cal BP (VIIIème siècle) à l'actuel, se marque par une augmentation brutale du taux de sédimentation (figure 32, p.62). Cette augmentation est la conséquence de l'accentuation des flux carbonatés, qu'ils soient détritiques ou authigènes (figure 89). En effet, en l'espace d'un millénaire, la production authigène s'accroît d'un

facteur 13, alors que le flux détritique est multiplié par 2. Le flux silicaté, hormis des évènements ponctuels, tend à se stabiliser à des valeurs élevées (figure 90). Enfin, la fraction authigène croît rapidement jusqu'à dominer la sédimentation à partir de 600 cal BP. Néanmoins, ce schéma semble s'inverser au cours du dernier siècle avec un retour à une domination des fractions détritiques.

A cela s'ajoute l'apparition progressive d'indices d'anthropisation. Ces derniers révèlent des activités agricoles très ponctuelles et isolées dans un premier temps, ce qui permet au couvert végétal de se reconstituer partiellement ; cette reconstitution de la forêt apparaît impossible à partir du dernier millénaire (figure 90). Dans ces zones, l'agriculture pratiquée, bien qu'en partie céréalière, est dominée par l'élevage, activité associée aux prairies. Ces dernières, caractérisées par des humus plus resserrés que sous couvert boisés pourraient être à l'origine de la réduction du flux détritiques silicatés (Ursic et Dendy, 1965).

Dans la colonne d'eau, les ostracodes se développent en abondance et recolonisent l'ensemble des niches écologiques du système (figure 66, p 151). Ce développement sans précédent correspond à une amélioration des conditions du milieu au travers de la réduction des apports de matière organique.

VIII.5. Les variations séculaires et pluriséculaires

Ces variations de courtes périodes correspondent à des épisodes froids venant se surimposer aux grandes tendances climatiques. Ces oscillations sont associées à des phases de ralentissements de la circulation thermohaline soit par des apports brutaux d'eau douce en provenance des grands inlandsis continentaux (Teller *et al.*, 2002 ; Magny et Bégeot, 2004 ; Turney *et al.*, 2006) soit par des une extension des glaces (iceberg) vers les zones de plongée de cette circulation (McCabe et Clark, 1998 ; Bond *et al.*, 2001 ; Magny, 2004).

VIII.5.1. L'oscillation préboréale (PBO \approx 11 300-11 150 cal BP)

Cet évènement intervient durant la transition environnementale majeure du bassin versant soit au cours de la baisse du détritisme global suite au développement de la chênaie. Si aucun indice ne peut être identifié au niveau de l'évolution des flux, il est toutefois possible d'identifier un certain nombre d'indices attestant d'un impact de cet épisode.

En effet, cet évènement, généralement associé à une rapide réouverture du milieu au selon les enregistrements polliniques (Ammann, 2000), se traduit au lac Saint-Point par un léger recul du chêne et du noisetier (figure 89 ; figure 57, p.126). Ce recul des espèces thermophiles tend à indiquer une certaine ouverture du milieu consécutive à des conditions climatiques plus froides. Cette hypothèse, ainsi que son calage temporel, semblent confirmés par l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes benthiques (figure 87, p.194). Toutefois, le début de l'Holocène n'étant pas enregistré en l'absence d'une population suffisante de *Candona Candida*, il est difficile de certifier l'évènement par le seul biais de l'enregistrement isotopique. Néanmoins, l'observation conjointe de ces paramètres n'en demeure pas moins cohérente.

L'apparition contemporaine des fractions grossières (63-125 μm) dans la granulométrie des sédiments (figure 51, p.111), ainsi que la présence d'un pic de matière organique ($\approx 11\,300$ cal BP-T3) indiquent un lessivage plus intense des sols du bassin versant, bien que la tendance principale soit à la diminution des flux.

VIII.5.2. $\approx 9\,300$ - $9\,100$ cal BP

Cet évènement se traduit principalement par une augmentation des différents flux détritiques (figure 89) corrélée à une diminution du chêne (figure 59, p.135) dans le bassin versant. Une légère augmentation des fractions grossières, notamment de carbonates, apparaît également synchrone de cet évènement (figure 51, p.111). La conjonction de ces observations semble indiquer une phase accrue du détritisme, ainsi qu'une diminution des températures à l'origine du recul du chêne.

Cette dernière hypothèse semble confirmée par le déphasage (200 ans) observé entre les maxima de production authigène et de détritisme. En effet, ce dernier apparaît synchrone de la chute de la production authigène.

La durée de l'évènement détritique observée au niveau des flux, est la conséquence directe du calcul de flux via l'utilisation d'un modèle « *spline* ». En effet, ce type de modèle tend à lisser les variations du taux de sédimentation, voire à induire des variations non significatives. Néanmoins, dans le cas présent, si la durée de l'évènement peut paraître sujette

à caution, sa présence et son positionnement stratigraphique n'en demeurent pas moins confirmés par les différents paramètres.

VIII.5.3. \approx 8 450-8 150cal BP

Un léger recul du pin et du chêne (figure 89 ; figure 58, p.128) est perceptible dans les assemblages polliniques. Cette phase de recul apparaît synchrone d'augmentations ponctuelles de la granulométrie de la fraction silicatée (figure 50, p.105). Cette fraction silicatée grossière indique des événements érosifs ponctuels qui affectent plus particulièrement les horizons pédologiques

Si la réduction du chêne suggère des conditions plus froides, le signal $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes ne permet pas d'en attester. En effet, il est probable que le paroxysme de cet événement ne soit pas observé en raison du pas d'échantillonnage relativement lâche sur cette période (1éch/5cm/100ans).

Un pic de matière organique se distingue à 8 500 cal BP, sa signature HI/OI apparaît similaire à celles observées au cours de l'oscillation préboréale et du Néoglaciale, soit une signature de matière organique moins minéralisée.

VIII.5.4. \approx 6 400-6 200 cal BP

La présence d'un événement détritique semble avérée, compte tenu de l'occurrence de fractions grossières (figure 51, p.111) lors de la transition entre une chênaie mixte et une hêtraie-sapinière (figure 89). Si cette période correspond à une transition environnementale majeure, la granulométrie associée à cet intervalle ne peut en être la conséquence, la modification des sols n'étant certainement pas achevée. Il s'agit probablement d'un lessivage plus intense des sols qui engendre des flux détritiques plus grossiers. La perduration de phases silicatées grossières (figure 51, p.111) qui s'en suit est, quant à elle, la conséquence des modifications pédogénétiques.

Le pic de carbonates authigènes observé présente un léger déphasage par rapport au maximum détritique (figure 89), ce déphasage est du même ordre que celui mis en évidence lors de l'événement 9 300-9 100 cal BP. Le maximum de détritisme correspond également à

l'amorce de la diminution de la production authigène. Cette réduction est probablement la conséquence du refroidissement associé à cet épisode.

Cet évènement est suivi de la tendance froide caractéristique du Néoglaciale, et est probablement à l'origine de la mutation environnementale principale de l'Holocène, à travers le développement des résineux.

VIII.5.5. Le Petit Âge Glaciaire : 600-90 cal BP/ 1350-1860 AD

Dernière période de péjoration climatique observée, elle est essentiellement observée dans l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ (figure 87, p.194). En effet, le signal $\delta^{18}\text{O}$ met en évidence une tendance plus froide s'étendant sur près de cinq siècles. Ce refroidissement prolongé est nettement visible sur les deux types d'enregistrements (juvéniles et adultes), mais compte tenu de la faible résolution, les phases internes de réchauffement enregistrées dans les lacs d'Annecy et d'Ammersee ne sont pas discernables (von Grafenstein *et al.*, 1996 ; Leroux, 2005 ; Nomade, 2005).

Aucune modification significative des paramètres sédimentologiques ne peut être attribuée à ce changement climatique, l'anthropisation étant le facteur principal de contrôle de la sédimentation.

La végétation fortement affectée par les défrichements subit sans doute l'effet de cette diminution de la température peu favorable à la reconstitution du couvert forestier.

Différentes phases de déprises agricoles sont observées au cours de cette période, avec sans doute l'empreinte de Guerre de Dix Ans (≈ 200 cal BP ; XVIIème s.) qui, associée à la peste et à la famine qui sévirent, est à l'origine de la disparition de près de deux tiers de la population franc-comtoise. Cette famine est la conséquence des nombreux pillages et destructions engendrés par la guerre, mais aussi de la rupture des circuits commerciaux qu'elle a provoquée, auxquels les effets des conditions climatiques peu favorables sont venues s'ajouter.

Chapitre IX

Les forçages impliqués

IX.1. Les variations plurimillénaires : le forçage orbital

Le forçage orbital correspond à l'évolution des paramètres orbitaux de la terre suivant les cycles de Milankovitch (1924) : la précession (23 000 et 19 000 ans), l'obliquité de la l'axe de rotation de la terre (41 000 ans) et l'excentricité (100 000 et 400 000 ans). Ces cycles sont à l'origine de l'alternance de périodes glaciaires-interglaciaires, notamment à travers leur forte influence sur l'insolation d'été au niveau des hautes latitudes (Berger, 1978 ; Berger et Loutre, 1991 ; Laskar *et al.*, 1993 ; Laskar *et al.*, 2004). Ainsi, lors d'une diminution de l'insolation estivale, une conservation des glaces est observée aux latitudes élevées, ce qui engendre une augmentation de l'albédo, favorable au refroidissement global. Ce refroidissement est associé à une réduction de la circulation thermohaline (Duplessy *et al.*, 1992 ; Broecker *et al.*, 1992.) et se répercute dès lors sur les latitudes plus basses.

Dans le cas du lac Saint-Point, ce forçage est à l'origine des transitions sédimentologiques majeures au sein de la séquence SP05. Les deux transitions observées sont la transition Tardiglaciaire-Holocène et la transition Optimum holocène-Néoglaciale. L'influence climatique affecte plus ou moins directement l'enregistrement sédimentaire selon les paramètres étudiés.

IX.1.1. La transition Tardiglaciaire-Holocène

La transition Tardiglaciaire-Holocène (vers 11 300 cal BP ; T2), dernière transition glaciaire-interglaciaire, apparaît être la plus prononcée dans l'enregistrement sédimentaire. Au cours de cette phase, le forçage influence à la fois directement et indirectement les propriétés des sédiments.

Le développement des espèces mésothermophiles et la densification du couvert forestier semble résulter directement de l'élévation de température engendrée par le forçage

orbital (figure 90). *A contrario*, la réponse détritique (figure 90) est un enregistrement indirect de cette évolution climatique. En effet, ses variations sont intimement liées au développement de la chênaie. Le changement de végétation induit à la fois une modification de la chimie des phases silicatées (développement des processus pédogénétiques) mais également de la dynamique sédimentaire (infiltration et évapotranspiration plus importantes sous couvert forestier).

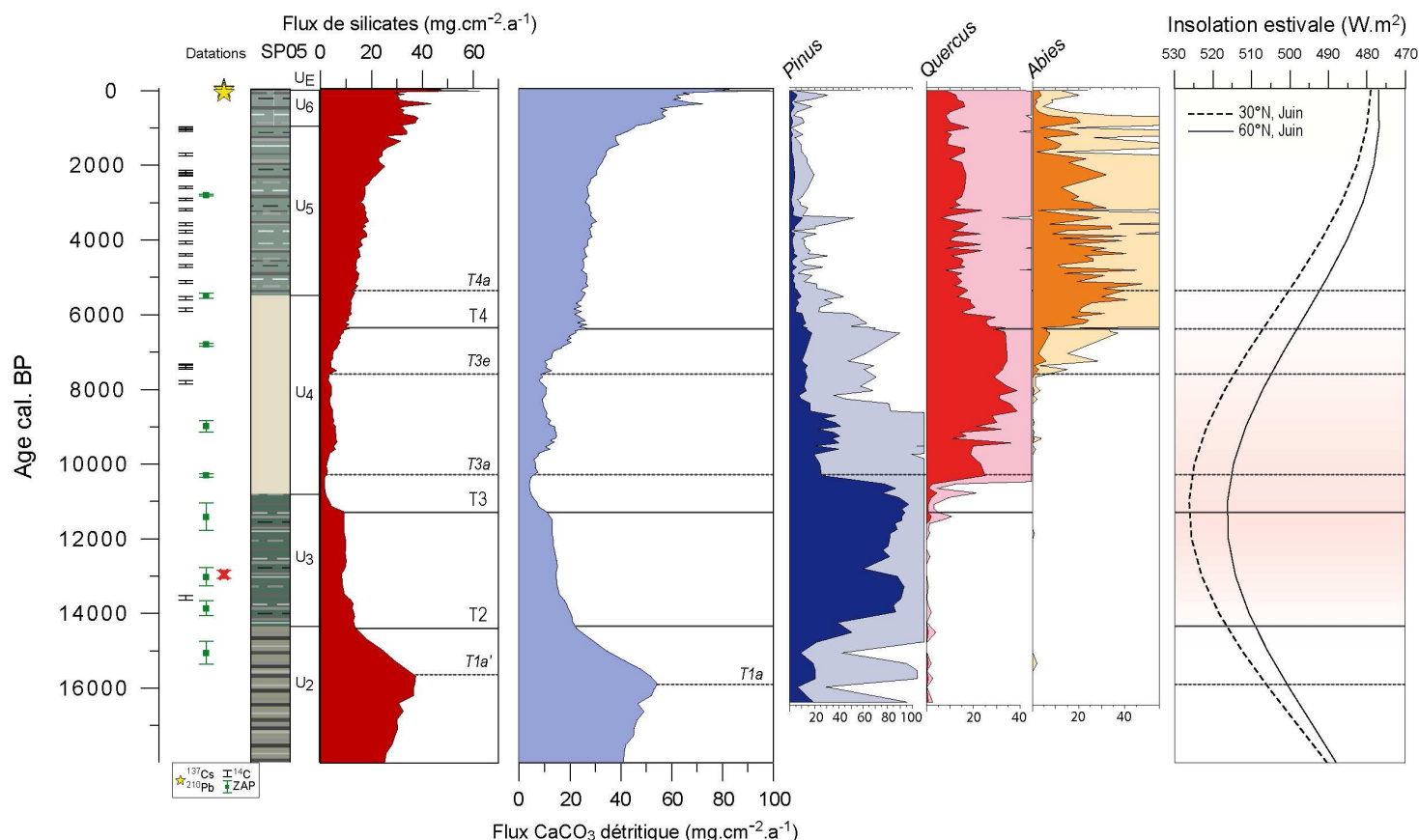


Figure 91. Paramètres influencés par le forçage orbital ; flux détritiques carbonatés et silicatés ; pourcentages de *Pinus*, *Picea* et de *Quercus* ; insolation reconstituée aux latitudes 60°N et 30°N (Berger, 1978 ; Berger et Loutre, 1991).

La production authigène (figure 92), très sensible aux variations de l'insolation d'été, offre aussi une réponse directe au forçage orbital, mais souligne également la complexité l'Optimum holocène. L'élévation des températures estivales engendre une forte augmentation de la production authigène, avec notamment des phases d'accentuation très prononcées entre environ 10 200 et 9 500 cal BP, puis de 7 350 à 6 550 cal BP. Ces deux épisodes semblent synchrones d'épisodes similaires d'accentuation de la production authigène au sein du lac de

Constance (Wessels, 1998), mais également des principales phases de récession des glaciers alpins (Nicolussi *et al.*, 2005 ; Joerin *et al.*, 2008). Ce phasage s'avère particulièrement bien marqué au niveau du maximum de production authigène observé à environ 6 500 cal BP à Saint-Point (figure 92) ; cette phase de production débute à environ 7 350 cal BP, soit en parallèle de l'amorce de la plus importante phase de récession des glaciers alpins (7450-6 650 cal BP ; Joerin *et al.*, 2006).

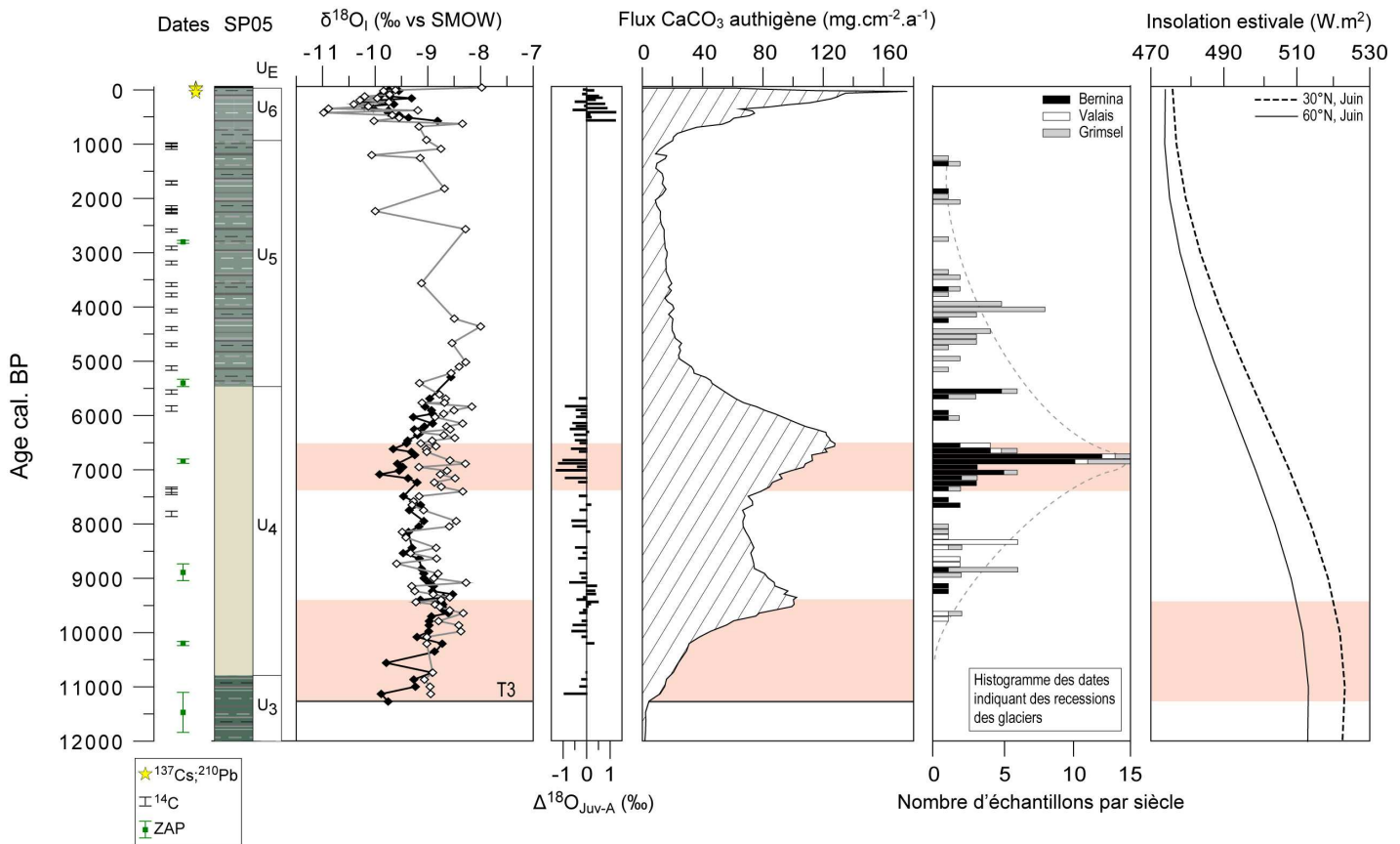


Figure 92. L'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes benthiques adultes et juvéniles ; flux de carbonates authigènes ; récession des glaciers des Alpes suisses (Joerin *et al.*, 2008)

Au cours de ces épisodes, le signal $\delta^{18}\text{O}$ estival ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Juv}}$) n'indique pas de différence significative avec le signal moyen annuel ($\delta^{18}\text{O}_A$), alors que la forte production authigène implique des températures estivales plus élevées (figure 92). Cette réponse isotopique peut être envisagée comme la conséquence d'été plus secs, et donc d'une perte de la signature $\delta^{18}\text{O}$ estivale (voir chapitre VII.4). Un tel effet serait associé à un changement de la saisonnalité suivant une évolution vers des étés plus chauds et secs.

Ces évènements pourraient être issus de forçages différents. L'intervalle 10 200-9 400 cal BP semble corrélable à la phase d'insolation maximale sous nos latitudes (figure 92) et constituerait donc une réponse directe au forçage orbital (Berger et Loutre, 1991 ; Renssen *et al.*, 2009). La phase comprise entre environ 7 350 et 6 550 cal BP correspondrait, par son âge, à la réponse du système face à l'accentuation de la circulation thermohaline et la diminution de l'albédo, induites par la disparition de la Laurentide (Renssen *et al.*, 2009).

IX.1.2. La transition Optimum holocène-Néoglaciale

La transition entre l'Optimum holocène et le Néoglaciale (\approx 6 300 cal BP ; T4) apparaît plus graduelle mais également complexe. En effet, l'amorce du Néoglaciale semble suivre l'évènement froid et humide observé entre 6 400 et 6 200 cal BP, cet évènement conjugué à un contexte de faible insolation (Berger, 1978) aurait favorisé le développement des conifères dans le bassin versant (figure 91). Dès lors, cette mutation de la végétation génère une modification importante de la sédimentation. À partir de 5 300 cal BP, la sédimentation lacustre se compose essentiellement de particules détritiques et non plus authigènes.

Cette période de transition entre environ 6 400 et 5 300 cal BP correspond au développement progressif de la hêtraie-sapinière sur le bassin versant (figure 91). Ce développement des conifères constitue le principal indice des conditions climatiques régnant au cours de cette période, soit un climat plus frais et humide. De Beaulieu *et al.* (2006) évoquent un schéma type d'évolution de la végétation au cours des périodes interglaciaires antérieures. Ce schéma comprend une première phase chaude et sèche au cours de laquelle sont observés des indices de forêt décidue dense, assimilable à la configuration de l'Optimum holocène, puis une phase plus froide et humide correspondant à l'installation des conifères, équivalente à la Néoglaciation. L'âge de cette transition apparaît variable selon les sites considérés en raison d'effets de seuil, associés notamment à la position latitudinale des sites d'enregistrement (deMenocal *et al.*, 2000).

L'évolution de la végétation constitue la réponse initiale au forçage orbital. La dynamique du détritisme et la chimie des phases silicatées sont ensuite les conséquences de la transformation des sols, engendrée par les conifères. Cette transformation affecte également la

colonne d'eau : les populations d'ostracodes ainsi que la production authigène sont considérablement réduites en raison d'une probable dégradation des conditions d'oxygénation (liée à l'abondance d'apports organiques).

IX.2. Les variations pluriséculaires : les débâcles des grands inlandsis et le forçage solaire

Les débâcles des grands inlandsis continentaux résultent du forçage orbital, qui à travers l'augmentation de l'insolation d'été entraîne la déglaciation des continents. Les principaux inlandsis sont la Laurentide, le Groenland et la Fennoscandinavie. Cette dernière disparaît intégralement entre 10 500-9 500 cal BP (Mattias *et al.*, 2006 ; Rinterknecht *et al.*, 2006), alors que la Laurentide perdure et affecte le climat Européen jusqu'à 6 800 cal BP (Carlson *et al.*, 2007 ; Renssen *et al.*, 2009).

La fonte de ces calottes génère un ralentissement de la circulation thermohaline, par de grands déversement d'eau douce dans l'océan Atlantique (Duplessy *et al.*, 1992 ; Broecker *et al.*, 1992. ; Teller *et al.*, 2002 ; Magny et Bégeot, 2004).

Le forçage solaire, correspondant aux changements de l'activité solaire, est également à l'origine de variations pluriséculaires du climat. L'évolution de l'activité solaire est appréhendée à partir de la production de cosmonucléides dans l'atmosphère (^{14}C et ^{10}Be notamment ; Stuiver et Braziunas, 1993 ; Bard *et al.*, 1997). Ainsi, les phases d'augmentation de la production de ces éléments, c'est-à-dire les minima d'activité solaire, ont été corrélées à des phases froides au niveau de l'enregistrement GRIP, mais aussi à des événements détritiques dans les océans ou IRD (Björck *et al.*, 1998 ; Bond *et al.*, 2001). Ces derniers traduisent des phases d'expansion des inlandsis, qui produisent des décharges d'iceberg s'étendant vers les latitudes plus basses (Bond *et al.*, 1992 ; McCabe et Clark, 1998). Ce phénomène génère une modification de la circulation thermohaline mais également des circulations atmosphériques, à travers une expansion des cellules polaires vers les plus basses latitudes et une accentuation des *westerlies* (Hammarlund *et al.*, 2002). Les phases de minima d'activité solaire entraîneraient donc une réduction de la saisonnalité par une baisse des températures estivales. Ce phénomène serait cyclique et défini par une périodicité de l'ordre de 1 500 ans (cycles de Bond ; Bond *et al.*, 2001) ; ces mêmes épisodes de dégradation

climatique ont été mis en évidence dans différents enregistrements continentaux (Hammarlund *et al.*, 2003 ; Magny, 2004 ; Nicolussi *et al.*, 2005).

Ces péjorations climatiques sont enregistrées dans la majeure partie de la séquence du lac Saint-Point. Toutefois, les paramètres permettant leur identification apparaissent variables selon la période considérée (Holocène ou Tardiglaciaire), soulignant une évolution de la sensibilité des marqueurs en fonction du contexte local.

IX.2.1. Le Tardiglaciaire

Au cours du Tardiglaciaire (figure 93), l'observation de ce type d'événement repose principalement sur l'évolution des assemblages polliniques, de l'abondance en ostracodes et, dans une moindre mesure, du flux silicaté.

Les variations hydrologiques associées à ces événements ne sont que peu représentées en raison d'effets locaux très présents (érosion des farines glaciaires). Le flux silicaté n'enregistre qu'une accentuation de faible amplitude, conséquence probable de processus pédogénétiques encore très limités, donc d'une disponibilité en silicates encore faible.

Enfin, la réponse nette des ostracodes est essentiellement la conséquence de leur colonisation encore restreinte du milieu (figure 88, p.202) ; les populations d'ostracodes, dans ce contexte climatique froid, se révèlent plus sensibles lorsque les conditions climatiques se dégradent. Cette sensibilité ne sera plus observée à partir de l'Holocène, le développement des populations étant suffisamment avancé pour que des réductions de population ne soient plus perceptibles.

Chronologie INTIMATE (GRIP, NGRIP et DYE-3)			Enregistrement SP05		
Evènement	Episode	Age GICC05* (y BP)	Phases	Age (y cal BP)	Cote (m)
GS-1		11 650	T3	11 300	6,45
		12 900	T2b	12 900	6,70
GI-1	GI-1a	12 900	T2b	12 900	6,70
		13 100	-	-	-
	GI-1b	13 100	-	-	-
		13 310	-	-	-
	GI-1c	13 310	-	-	-
		13 950	T2a	13 500	6,80
	GI-1d	13 950	T2a	13 500	6,80
		14 075	T2	14 400	7,00
	GI-1e	14 075	T2	14 400	7,00
		14 690	T1b	15 000	7,17
GS-2	GS-2a	14 690	T1b	15 000	7,17
		16 950	-	-	-
	GS-2b	16 950	-	-	-
		20 850	T0a (?)	-	10,33
	GS-2c	20 850	T0a (?)	-	10,33
		22 850	T0 (?)	-	11,71

Figure 93. Chronologie *INTIMATE* des épisodes froids au cours du Tardiglaciaire (en gras les stades froids) ; essai de corrélation des phases froides identifiées dans le lac Saint-Point (d'après Björck *et al.*, 1998 ; Lowe *et al.*, 2008)

IX.2.2. L'Holocène

Au cours de l'Holocène, les variations pluriséculaires se traduisent par des apports de particules plus grossières, permet de mettre en évidence des phases plus humides. Les réponses synchrones de la végétation, quant à elles, attestent de variations de température. A cela s'ajoute une réponse plus ou moins marquée au niveau des flux sédimentaires venant appuyer l'hypothèse d'une variation hydrologique au cours de ces événements. L'amplitude de la réponse sédimentaire durant cette période apparaît très variable selon les événements considérés.

Lors de l'évènement 9 400-9 100 cal BP, le flux détritique apparaît très élevé. Au cours de cette période, les pourcentages de *Quercus* baissent fortement (figure 89, p.206). Dans ce contexte où la chênaie régit l'érosion du bassin versant, une telle réponse à la fois des silicates et de la fraction carbonatée est probablement accentuée par la réduction du captage par la végétation des apports hydriques, suite à la régression du chêne.

Cette même influence du chêne pourrait expliquer l'absence de réponse sédimentaire prononcée au cours de l'évènement 8 200 cal BP. En effet, si le pin enregistre une légère baisse, l'amplitude de régression du chêne apparaît bien inférieure à celle observée au cours de l'évènement précédent (9 400-9 100 cal BP). L'enregistrement isotopique des ostracodes ne présente aucun appauvrissement significatif du $\delta^{18}\text{O}$, alors qu'il apparaît nettement sur l'enregistrement isotopique d'Ammersee (von Grafenstein *et al.*, 1999). L'absence de réponse marquée dans l'enregistrement du lac Saint-Point pourrait être la conséquence de l'échantillonnage, le paroxysme de l'évènement n'ayant pas été échantillonné. Son expression au sein de la granulométrie tend à confirmer ce lien de cause à effet entre la réduction du chêne et le flux silicaté. Toutefois, et contrairement à l'évènement 9 400-9 100 cal BP, la réponse granulométrique n'est visible que dans la fraction silicatée, ce qui suggère un évènement lié à une modification de l'érosion superficielle principalement. Ceci pourrait expliquer l'absence de réponse détritique forte.

Dans le cas de l'évènement à 6 400 cal BP, l'augmentation des flux détritiques observée est certainement accentuée par les changements qui affectent la végétation entre 6 800 et 5 300 cal BP (figure 89, p.206). En effet, la fragilisation des sols, liée au

développement des résineux a très probablement accentué la réponse détritique (Ranger et Nys, 1994).

Ces différents évènements apparaissent corrélables aux évènements de Bond (Bond *et al.*, 2001 ; Magny, 2004 ; Magny *et al.*, 2006), toutefois certains ne semblent pas enregistrés dans la séquence SP05. Leur absence peut avoir plusieurs causes dont le pas d'échantillonnage. En effet, la séquence Tardiglaciaire représente une séquence très condensée pour laquelle l'échantillonnage ne permet pas d'atteindre une résolution temporelle inférieure à 200-300 ans. Cette résolution, bien qu'elle soit meilleure au cours de l'Holocène, expliquerait l'absence d'observations concernant certains évènements de Bond. L'échantillonnage demeure relativement lâche sur la première moitié de l'Holocène (échantillon tous les 5 cm). Le paroxysme de ces évènements rapides peut ainsi ne pas avoir été documenté par nos analyses, comme ce fut probablement le cas pour l'évènement à 8 200 cal BP.

Outre cet effet de l'échantillonnage, les paramètres enregistrant ces évènements peuvent être perturbés par des variations de plus grandes amplitudes. Au cours de la deuxième moitié de l'Holocène, la rythmicité qui est détectée dans le signal granulométrique, ainsi que l'influence humaine sur la végétation, rendent malaisée l'identification de ces évènements.

Enfin, durant les six derniers millénaires, seul l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ permet d'identifier le Petit Âge Glaciaire, alors que la réponse sédimentaire face à cette phase froide semble masquée par le forçage anthropique.

IX.2.3. La cyclicité des six derniers millénaires

Au cours du Néoglaciale, alors que le développement du sapin modifie considérablement les propriétés de la sédimentation, une cyclicité est détectée dans les enregistrements de certains marqueurs.

La granulométrie, l'analyse en éléments majeurs et les ostracodes ont permis de mettre en évidence la présence de niveaux particuliers à intervalle régulier (figure 94). Ces niveaux se caractérisent par une signature quasi systématique. La granulométrie a permis d'attribuer ces variations à une augmentation de la fraction fine carbonatée. En parallèle de ce signal granulométrique, les fluctuations des résidus de régression linéaire du potassium, sodium et

magnésium suggèrent des conditions de lessivage des sols moins prononcées (e.g. K_2O). Enfin, la présence en abondance d'organismes, tels que *Cypridopsis vidua*, caractéristique des zones littorales, et de *Pisidium*, organisme ubiquiste, pourrait être l'indice d'une augmentation de la colonisation des zones littorales, favorisée par le développement des ceintures végétales et une élévation de la température. Ainsi, ces niveaux particuliers seraient assimilables à des enregistrements de phase de rapides réchauffements des eaux du lac, couplés à des conditions climatiques plus sèches.

Toutefois, avant d'envisager une quelconque cyclicité naturelle de la sédimentation, il convient de prendre en considération les biais possibles inhérents à la méthodologie

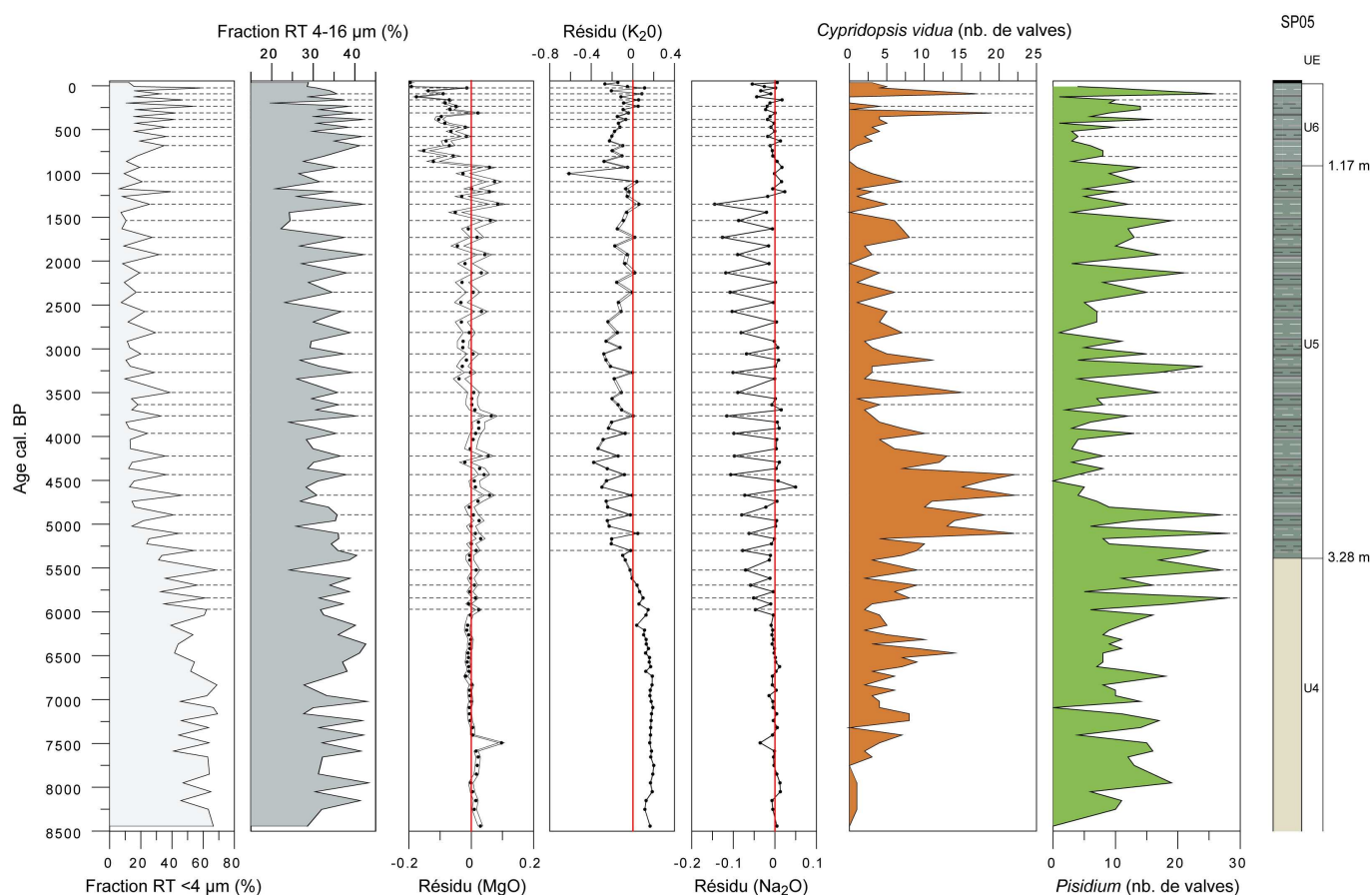


Figure 94. Corrélation des paramètres présentant une alternance régulière au cours des 8 500 dernières années ; les corrélations indiquées correspondent aux niveaux caractérisés par une signature type.

a) Artéfact lié au protocole analytique ?

Ces niveaux apparaissent principalement associés à la première série d'échantillons (série 1), l'échantillonnage de la séquence SP05 ayant eu lieu en deux phases espacées de cinq mois suivant un protocole identique (figure 95). Si des modifications géochimiques du sédiment sont envisageables au cours de cette période de stockage (migration des éléments), un effet similaire affectant la granulométrie semble très peu probable, voire impossible dans le cas de l'estimation des populations d'ostracodes.

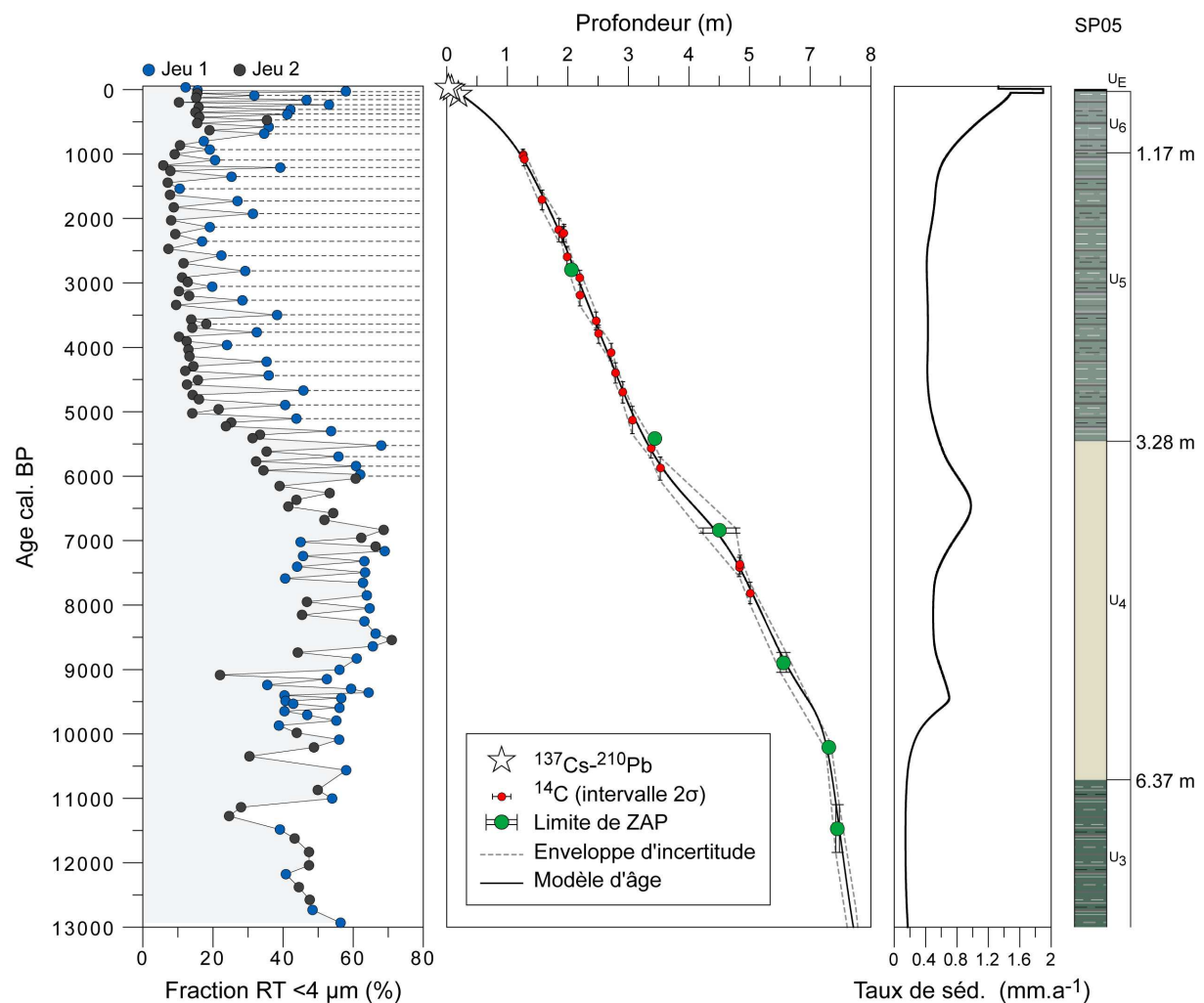


Figure 95. Discrimination des phases d'échantillonnage sur le signal granulométrique ; modèle âge-profondeur et taux de sédimentation associés.

A l'exception de la granulométrie, l'analyse en éléments majeurs ainsi que le comptage des ostracodes ont été effectués en une phase unique, ce qui exclut l'hypothèse d'un biais

instrumental ; cette hypothèse est également rejetée dans le cas de l'analyse granulométrique, les paramètres instrumentaux demeurant stables.

Ces niveaux ne sont donc pas des artéfacts liés à la méthodologie, mais semblent bien des variations significatives du contexte environnemental.

b) Artéfact d'échantillonnage ?

La périodicité de ces niveaux est accentuée par le pas d'échantillonnage employé. En effet, l'intervalle d'observation de ces lamines correspond en grande partie à une phase de stabilité du taux de sédimentation.

Afin d'établir la période « réelle » de cette cyclicité, une analyse granulométrique a été effectuée tous les centimètres sur une portion de 30 cm de la section jumelle de la séquence composite ; cette dernière ayant été consommée dans sa totalité pour les analyses précédentes.

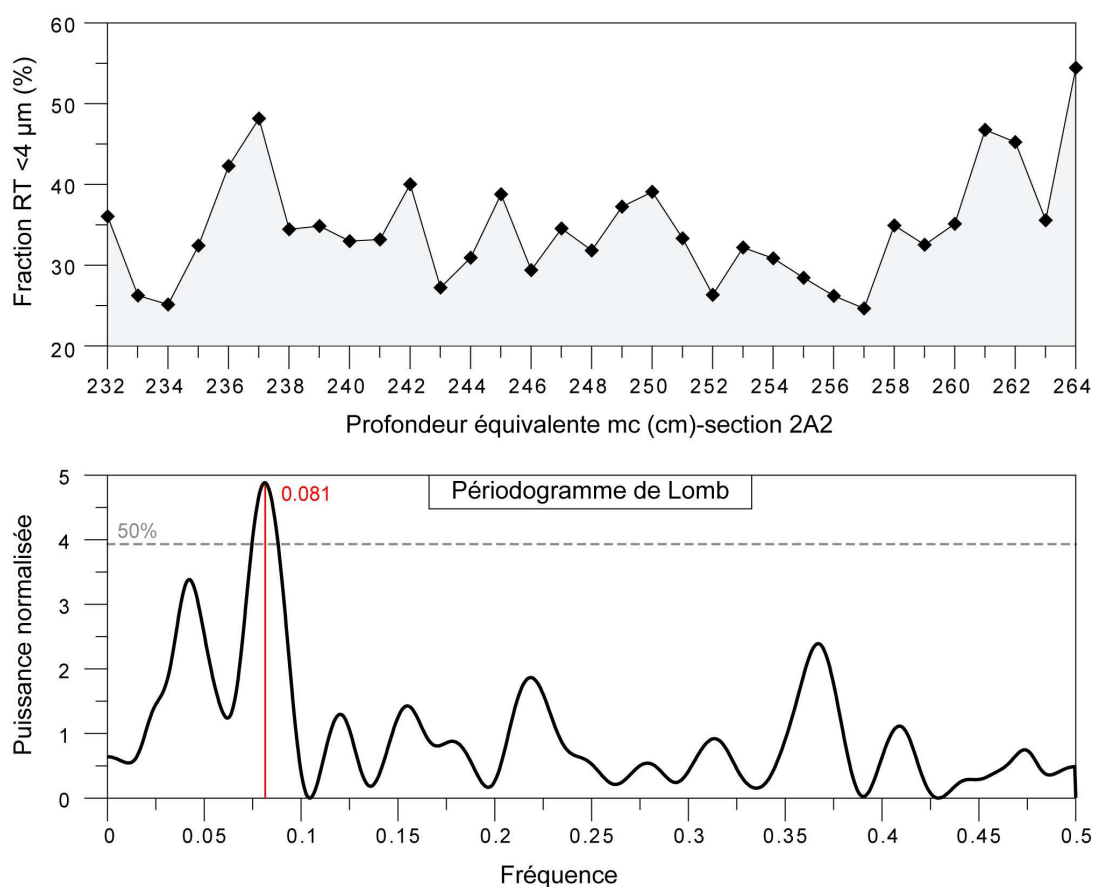


Figure 96. Périodogramme de Lomb établi par l'analyse spectrale du signal granulométrique exprimé en fonction de la profondeur.

L'observation directe du signal granulométrique (figure 96) ne permet pas d'établir une cyclicité du signal. Néanmoins, l'analyse spectrale indique la présence d'une fréquence suivant un degré de certitude de 50 %. Cette fréquence correspond à une rythmicité de 12,3 cm, très proche de celle observée dans la séquence *master core* (12,5 cm). Un échantillonnage centimétrique sur une section plus étendue permettrait très probablement d'augmenter le degré de certitude quant à la présence de cette fréquence.

c) Une périodicité de 227 ans : cycle de Suess

Un certain nombre de cycles liés à l'activité solaire ont pu être détectés suivant des périodicités variables : cycles de Gleissberg (80 ans) et cycle de Schwab (20 ans) ou encore cycle de Suess (200 ans) (Sonett *et al.*, 1984). Ces phases correspondent aux changements cycliques de l'activité du soleil. L'influence de ces cycles solaires et leur impact sur le climat ont déjà été observés dans de nombreuses études (Magny *et al.*, 2010, Bard *et al.*, 1997 ; Bond *et al.*, 2001 ; Wagner *et al.*, 2001).

L'analyse spectrale du signal granulométrique de la fraction $< 4\mu\text{m}$ a permis de mettre en évidence une fréquence de l'ordre de 0,0044, soit une période de 227 ans (figure 97). Cette période est proche de la période des cycles de Suess (204 ans), mise en évidence dans nombre d'enregistrements continentaux (Hodell *et al.*, 2001 ; Hu *et al.*, 2003 ; Prasad *et al.*, 2004).

Dans le lac Saint-Point, ces niveaux particuliers, marqueurs de phases climatiques plus sèches et chaudes, pourraient donc être associés à des maxima de nombre de taches solaires, c'est-à-dire des phases de réduction de la production de cosmonucléides.

L'identification de ces cycles pourrait être favorisée par le faciès qui caractérise le Néoglaciale. En effet, ces niveaux semblent associés à la fraction carbonatée, et de fait, se distinguent plus aisément dans la sédimentation fortement silicatée.

Toutefois, pour les périodes les plus récentes, caractérisées par un retour d'une dominance de la fraction carbonatée authigène, les cycles demeurent identifiables et leur fréquence semble plus élevée (proche de 90 ans, soit une périodicité proche des cycles de Gleissberg). Ainsi la production authigène deviendrait de plus en plus sensible aux variations de l'activité solaire suivant de hautes fréquences.

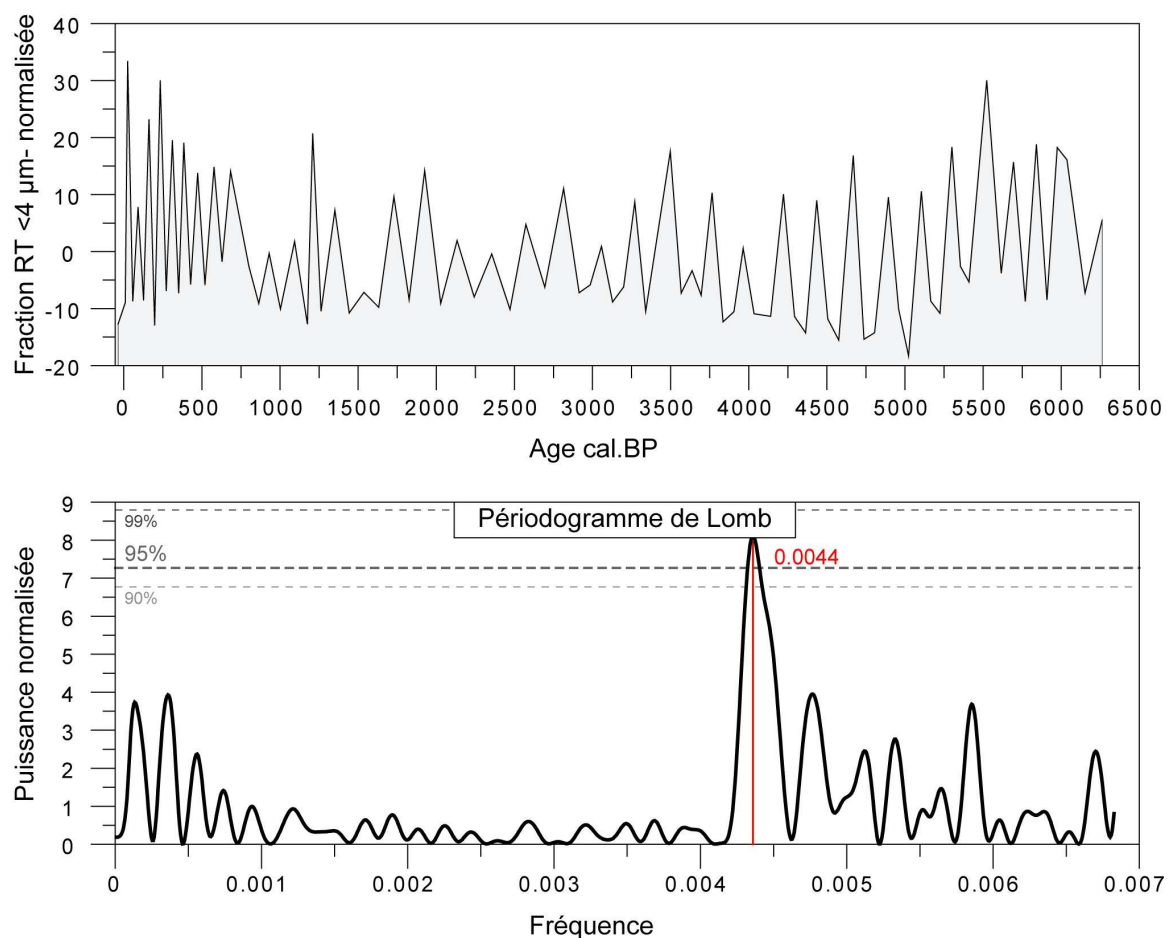


Figure 97. Signal granulométrique normalisé ; périodogramme de Lomb établi par l'analyse spectrale basique du signal granulométrique normalisé.

Cette modification dans la sensibilité du système pourrait être la conséquence de l'évolution du contexte climatique durant lequel ces niveaux se mettent en place. En effet, l'insolation estivale favorise le développement de la production authigène, notamment par les blooms algaux. Ainsi, la tendance à la réduction de l'insolation (Berger et Loutre, 1991) au cours du Néoglaciale conférerait au système une sensibilité accrue face aux modifications de la température de la colonne d'eau.

IX.3. Le forçage anthropique

L'apparition de traces d'anthropisation est relativement précoce au niveau du massif du Jura. En effet de nombreux sites ont permis de mettre en évidence, grâce aux fouilles archéologiques et aux analyses palynologiques, des phases précoces de néolithisation aux environs de 7 200-6 950 cal BP et 7 000-6 850 cal BP (Cupillard et Richard, 1995 ;

Richard et Ruffaldi, 1996 ; Richard, 1997). Seul le premier épisode de colonisation semble être observé au niveau du lac Saint-Point (figure 90, p.210), alors que deux phases sont identifiées dans la tourbière de Remoray (Richard, 1997). Cette différence résulte très probablement de la faible abondance de ces traces et de leur visibilité plus restreinte dans la partie profonde du lac (position distale du forage).

Ces premières installations néolithiques auraient été partiellement contraintes par le contexte climatique (Richard et Ruffaldi, 1996). Dans le cas des sites de Saint-Point et Remoray, s'ajoute un effet d'altitude qui rend le site plus défavorable à l'agriculture par rapport à des sites de plus basse altitude, et explique probablement l'absence de traces d'anthropisation jusqu'à 5 300 cal BP (T4a).

Ainsi, malgré ces quelques indices précoces, l'occupation régulière du site apparaît plus tardive à Saint-Point, par rapport à des sites de plus basse altitude (Gauthier, 2001).

La présence d'un forçage anthropique sur l'enregistrement sédimentaire ne sera perceptible qu'à partir de 2 600 cal BP (T5 ; figure 90, p.210), lors des phases caractérisées par une présence plus importante et quasi continue d'indices polliniques d'anthropisation.

Ce forçage engendre deux types de réponses sédimentaires distinctes, probablement liées à l'évolution des pratiques agricoles.

En effet, au cours de la première phase d'anthropisation caractérisant l'intervalle 2 600-1 200 cal BP (T6), la réponse sédimentaire correspond à un schéma « classique », soit une accentuation des flux détritiques, notamment silicatés, synchrone des phases d'ouverture du milieu (diminution des pourcentages de grain de pollen d'arbre). L'érosion des horizons superficiels des sols est dès lors favorisée par l'absence de protection par la végétation, ainsi que la mise en culture de ces espaces. La tendance générale à l'accroissement du détritisme est, quant à elle, la résultante de l'ouverture irrémédiable du paysage. La réponse sédimentaire associée à cet impact anthropique peut dès lors masquer l'enregistrement du forçage climatique.

A partir de 1 200 cal BP, alors que les indices d'anthropisation ne faiblissent pas, le flux silicaté tend à se stabiliser, voire décroître sensiblement (à l'exception de quelques pics), contrairement au flux de carbonates détritiques qui poursuit son augmentation. Ces

observations soulignent un changement du fonctionnement sédimentaire du système, avec une meilleure stabilisation des horizons superficiels. La mise en place d'un tel fonctionnement, alors que le paysage s'ouvre de plus en plus, résulte d'une évolution des pratiques agricoles dans la zone. En effet, des indices de zones pâturées de plus en plus prononcés viennent s'ajouter aux marqueurs de cultures céréalières. Les zones pâturées sont associées à des sols plus stables en surface, ce qui expliquerait cette évolution atypique de l'enregistrement sédimentaire, alors que le bassin subit de plus en plus l'influence humaine.

Parmi les conséquences de ce changement de pratiques agricoles figure également la restauration de la biodiversité en ostracodes (figure 89, p.206) et de la production carbonatée authigène, certainement en raison de la réduction des apports en matière organique.

Ainsi, l'anthropisation du bassin versant du lac Saint-Point, n'apparaît pas toujours synonyme d'une détérioration de la biodiversité lacustre et d'un accroissement du détritisme silicaté, comme l'on peut généralement l'observer dans les systèmes silicatés (Arnaud, 2005).

Ce forçage anthropique apparaît suffisamment important pour contrebalancer les variations climatiques pluriséculaires affectant cette période. Ainsi un évènement tel que le Petit Âge Glaciaire, associé à une phase plus humide (Magny *et al.*, 2010), n'apparaît pas dans la réponse sédimentaire, alors qu'il est clairement identifié au niveau de l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes benthiques (figure 87, p.194).

Enfin, les accentuations ponctuelles du flux silicaté correspondent généralement à des phases de recrudescence du sapin sur le bassin versant, phases qui ne semblent pas systématiquement associées à une déprise anthropique.

En effet, l'observation de l'évolution du flux silicaté et des assemblages polliniques au cours du dernier millénaire met en évidence un rapport de cause à effet beaucoup plus complexe et non exempt d'un effet climatique. Il apparaît difficile d'établir une relation type entre la végétation et le flux silicaté, les signatures polliniques associées aux accentuations du détritisme étant très variables. Néanmoins, les phases ponctuelles d'augmentation du détritisme silicaté semblent généralement associées à des mises en cultures (céréales, seigle ou encore le chanvre). Cet impact agricole apparaît plus ou moins atténué selon le contexte d'ouverture du paysage ainsi que l'importance des zones pâturées.

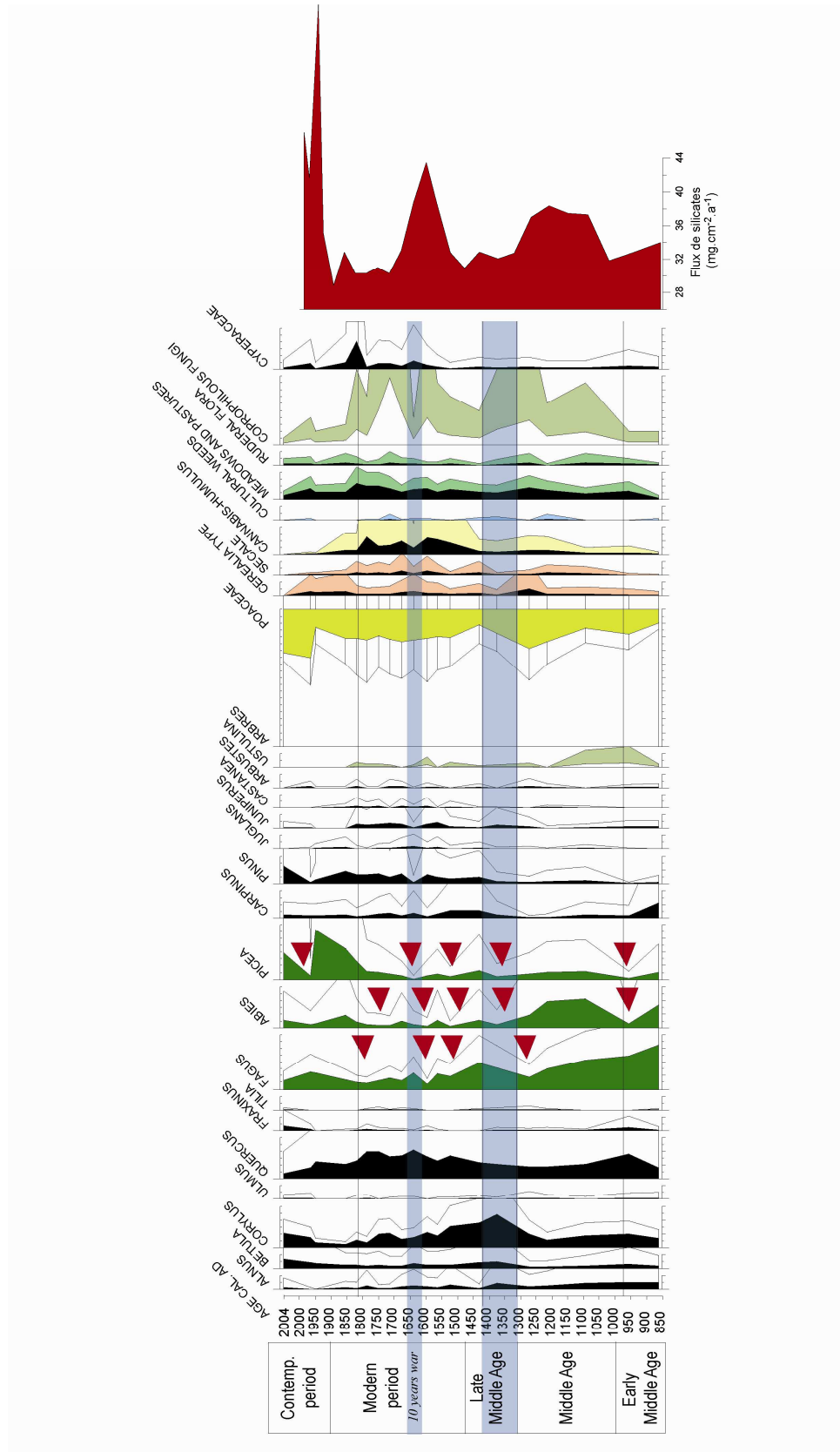


Figure 98. Indices polliniques d'anthropisation et flux détritque silicaté au cours du dernier millénaire.

Conclusion générale

Les objectifs de cette étude étaient la reconstitution du climat et de l'environnement au cours des 20 000 dernières années, mais aussi la caractérisation de l'impact de l'homme sur son environnement.

Ce travail a permis de mettre en évidence le potentiel, mais également la complexité des signaux sédimentaires enregistrés par les séquences profondes en contexte de bassin versant carbonaté. L'approche multi-paramètres permet, à travers la caractérisation de l'évolution des différents compartiments du système, d'en aborder les interactions ainsi que les altérations des signaux sédimentaires inhérentes à ces mêmes interactions. Ainsi les signatures sédimentaires des changements climatiques présentent des réponses variables selon le contexte local régnant au cours de l'enregistrement.

1. Apports méthodologiques

1.1. La stratégie de forage

Le choix du positionnement du forage a été conditionné par l'imagerie sismique effectuée au préalable sur l'ensemble de la cuvette lacustre (sismique haute résolution). Le lac, composé de deux bassins séparés par un seuil, présente une qualité d'imagerie différente selon le bassin considéré. En effet, la partie aval du lac se caractérise dans sa zone profonde, par un faciès laminé non perturbé de près de 40 m d'épaisseur. Ce remplissage présente un fort potentiel pour la reconstitution paléoclimatique sur une période plus étendue. *A contrario*, l'imagerie sismique s'est avérée impuissante quant à l'estimation de la qualité du remplissage dans le bassin amont, en raison de nombreuses zones de faciès sourds. Ces faciès sourds résultent de la présence de gaz, associée à des teneurs en matière organique certainement plus importantes dans les sédiments, étant donnée la proximité de l'embouchure du Doubs. Enfin, les zones littorales, fréquemment affectées par des glissements, sont apparues peu propices à un carottage long.

Suite à ces observations, le choix du positionnement du forage s'est donc porté sur la partie centrale du bassin aval. Si ce choix a permis l'extraction d'une séquence continue de 12,3 m de long, sa position plus distale par rapport à la source principale des apports détritiques est probablement à l'origine d'une atténuation des signaux détritiques enregistrés. Ce signal détritique, dans son évolution n'en demeure pas moins significatif du fonctionnement sédimentaire du lac, compte tenu des fortes corrélations observées entre les séquences des bassins amont et aval du lac.

1.2. L'approche multi-paramètres

L'approche multi-paramètres employée sur la séquence SP05 permet la caractérisation de l'ensemble des compartiments du système (sols, végétation et colonne d'eau) au cours de la période étudiée. Il est ainsi possible d'aborder les différentes interactions entre ces derniers, ce qui permet une meilleure compréhension du signal enregistré par les différents marqueurs, et par la suite d'identifier le signal climatique, malgré les effets locaux.

Cette étude souligne notamment l'influence importante de la végétation sur l'ensemble des marqueurs du bassin versant. Celle-ci régit à la fois la nature des apports détritiques mais aussi leurs quantités. Les variations du couvert végétal (forêt dense, résineux, feuillus) entraînent des modifications chimiques et mécaniques des sols, comme le démontre la transition Néoglaciale ($\approx 6\,300$ cal BP). Ainsi, une augmentation des flux détritiques n'est pas nécessairement le reflet unique d'un changement hydrologique.

1.3. La dissociation des carbonates détritiques et authigènes

Le calcul, basé sur la relation linéaire existante entre les éléments majeurs calcium et magnésium (mesurés par XRF), permet d'établir une droite de mélange entre un pôle authigène, déterminé empiriquement, et un pôle détritique estimé par mesure des signatures chimiques des roches du bassin versant.

La dissociation et la quantification des fractions carbonatées détritiques et authigènes apparaît concluante sur la période Holocène. En effet, la reconstitution du flux détritique carbonaté est cohérente avec l'évolution du flux silicaté, et le flux authigène semble corrélé à l'évolution de l'abondance des tests d'ostracodes.

La quantification des fractions carbonatées détritiques et authigènes demeure toutefois soumise à des incertitudes élevées, essentiellement liées à la difficulté de détermination du pôle détritique. De plus, cette méthode nécessite une bonne connaissance des roches du bassin versant et une analyse minéralogique des sédiments, afin d'identifier les couches géologiques et les phases minérales sources de magnésium.

Néanmoins, la méthode semble cohérente au niveau du lac Saint-Point et permet ainsi d'aborder l'ensemble du détritisme, dont la fraction silicatée ne représente qu'une part mineure. Enfin l'évolution de la production authigène, fortement influencée par la température, notamment estivale, constitue un marqueur climatique supplémentaire.

2. Les résultats majeurs

2.1. La chronologie de la séquence

La chronologie constitue la clé de voûte de toute reconstitution paléoclimatique, puisqu'elle permet de comparer des enregistrements de sites à différentes latitudes.

Dans le cadre de cette étude, l'accent a été mis sur ce paramètre afin de s'assurer la chronologie la plus précise possible.

Cette dernière repose sur différentes méthodes de datation :

- ^{137}Cs et ^{210}Pb pour la partie récente de la séquence
- ^{14}C (23 datations)
- Stratigraphie pollinique régionale
- Identification et caractérisation du LST.

La seconde moitié de l'Holocène se caractérise par un modèle d'âge très bien contraint par les datations ^{14}C , alors que le début de l'Holocène et le Tardiglaciaire sont principalement datés par la stratigraphie pollinique et l'identification du LST. Ces lacunes de datations radiocarbone reflètent le fonctionnement du système. En effet, ces deux périodes se distinguent par de faibles apports en matière organique, conséquence d'une érosion limitée des sols durant l'Holocène, et d'une végétation encore trop peu développée au cours du Tardiglaciaire.

2.2. Les forçages

L'analyse multi-paramètres de la séquence SP05 a permis de mettre en évidence les différents forçages influençant la dynamique sédimentaire du système (figure 99). Si de 18 500 à 14 400 cal BP, la réponse sédimentaire est essentiellement due à des contraintes autocycliques, elle devient le reflet de l'évolution du forçage orbital sur la majorité de la séquence holocène. Ce forçage climatique sera toutefois masqué par l'intensification de l'impact anthropique à partir de 2 600 cal BP. Dans cette séquence, les forçages associés à la déglaciation et à l'activité solaire ne semblent engendrer que des variations mineures de la réponse sédimentaire.

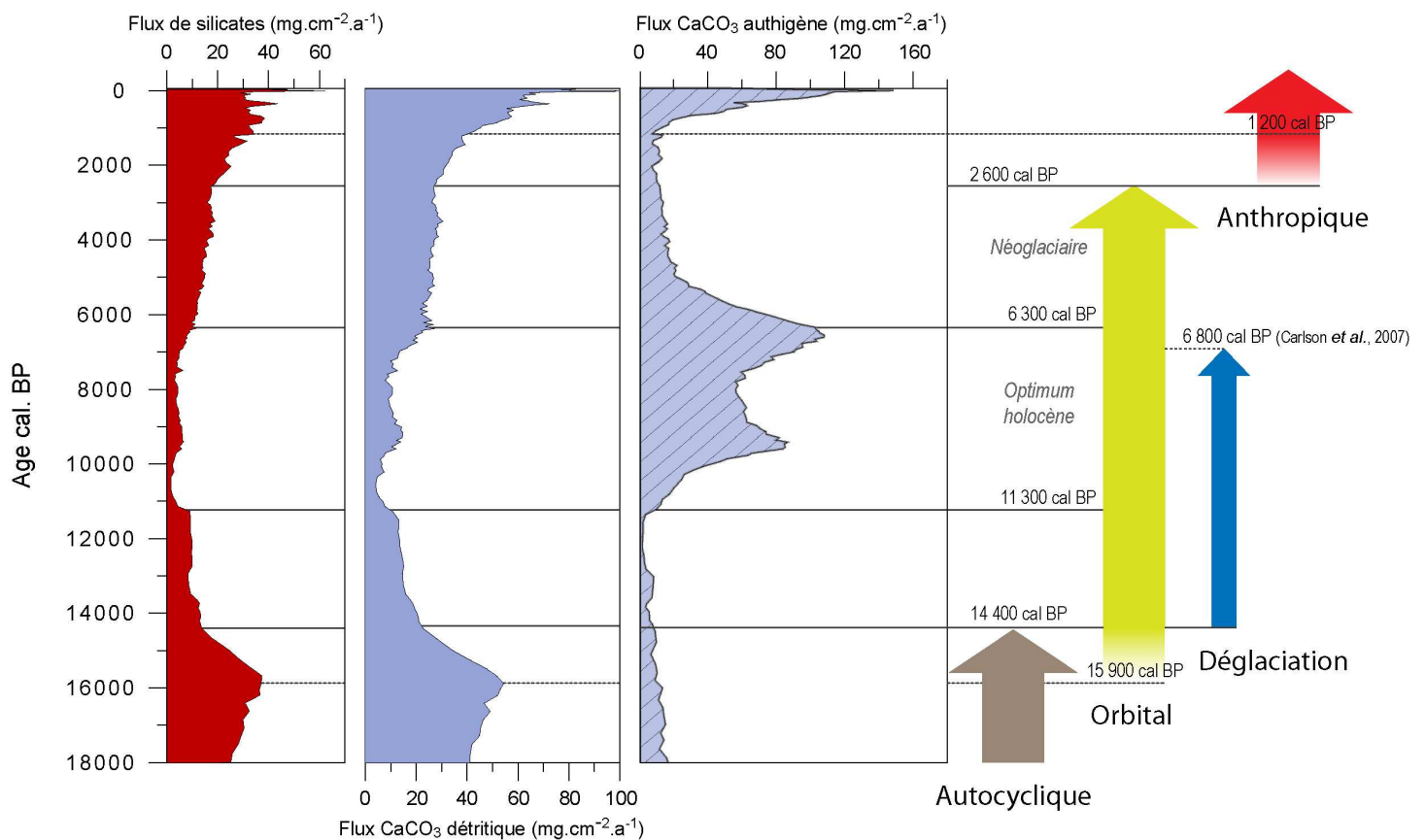


Figure 99. Synthèse des forçages dominant la réponse sédimentaire détritique et authigène de la séquence SP05 depuis 18 000 cal BP.

a) Les grandes tendances : le forçage orbital

Le forçage orbital associé aux modifications de l'excentricité, de la précession et de l'axe de rotation de la terre est à l'origine des modifications majeures de la sédimentation du lac Saint-Point. Cette genèse de grandes tendances sédimentaires résulte de l'évolution de la végétation. En effet, cette dernière, sensible aux variations de l'insolation d'été, réagit directement à ce forçage. Les modifications des sols conditionnent la nature et la quantité d'apports détritiques.

Le Tardiglaciaire ($\approx 18\,500$ - $11\,300$ cal BP), caractérisé par une végétation steppique, se traduit au niveau du détritisme par une importante réduction des flux sédimentaires à partir de $15\,900$ cal BP, conséquence de l'épuisement des matériaux facilement érodables (farine glaciaires), mais également de la fixation progressive des particules lors des phases de développement du pin.

Cet effet du développement de la végétation s'avère plus prononcé au cours de l'Optimum holocène. L'élévation de l'insolation d'été, permet le développement des espèces de milieux plus tempérés, telle que le chêne. La mise en place d'une chênaie dense sur le bassin versant induit une forte atténuation du ruissellement de surface. Ce phénomène se traduit par une réduction considérable des flux silicatés, probablement liée à la végétalisation des fonds de vallées synclinales, principale source de silicates. Cette période se distingue également par un essor considérable de la production authigène, favorisée par l'augmentation des températures estivales. Elle devient dès lors la fraction dominante de la sédimentation.

La baisse de l'insolation qui suit l'Optimum holocène, permet une nouvelle évolution de la végétation. En effet, à partir de $6\,300$ cal BP (Néoglaciaire), les conifères, favorisés par les conditions climatiques plus fraîches et humides, se substituent au chêne. L'impact de cette transition est double. D'une part, elle engendre une augmentation des flux silicatés et d'autre part une réduction considérable de la production authigène. L'évolution du flux silicaté est la conséquence d'une modification de la mécanique des sols ; les sols sont plus facilement érodables sous couvert de résineux que sous couvert de feuillus. La réduction de la production authigène, résulte de la diminution de température, mais surtout d'un probable changement des conditions de précipitation des carbonates dans la colonne d'eau, lié à une augmentation des apports organiques.

b) Les variations pluriséculaires : les forçages liés à la déglaciation et à l'activité solaire.

Ces grands contextes sédimentaires présentés précédemment seront à l'origine d'une atténuation ou d'une accentuation des variations climatiques pluriséculaires affectant cette période, mais également d'une évolution de la sensibilité des paramètres.

Ainsi au cours du Tardiglaciaire, les paramètres sensibles aux modifications de la température représentent les principaux marqueurs de ces événements. En effet, les populations d'ostracodes, encore peu développées, semblent se réduire lors de ces événements froids, de même pour la végétation. L'évolution du détritisme, n'indique qu'une faible augmentation du ruissellement de surface.

Par opposition, au cours de l'Optimum holocène, la réponse sédimentaire apparaît plus marquée par les paramètres significatifs de changements hydrologiques. En effet, ces brèves récurrences froides, bien qu'ayant un impact sur la végétation, se distinguent par une évolution de la granulométrie (épisodes plus grossiers), mais aussi et surtout par une accentuation importante des flux détritiques, plus prononcée au niveau du détritisme carbonaté (événements à 9 000 et 6 200 cal BP). Le schéma apparaît quelque peu différent au cours de l'événement à 8 200 cal BP. En effet, cet événement, sans doute enregistré partiellement, se caractérise principalement par une accentuation des flux silicatés.

A partir de la transition Optimum holocène-Néoglaciaire (6 300 cal BP), l'évolution de la granulométrie suite à la modification des sols, rend toute identification de ces mêmes événements malaisée.

Paradoxalement, si les phases de minima solaires deviennent difficilement distinguables dans les enregistrements détritiques, la production authigène pourrait s'avérer plus sensible à ce forçage au cours du Néoglaciaire. En effet, des cycles associés à cette fraction carbonatée semblent apparaître dans les sédiments suivant une périodicité de l'ordre de 220 ans comparable à celle des cycles de Suess (207 ans).

c) Le forçage anthropique

Ce forçage modifie la dynamique sédimentaire à partir de 2 600 cal BP, alors qu'il est perceptible ponctuellement depuis environ 5 000 cal BP dans l'enregistrement pollinique. Cet impact de l'activité anthropique sur la dynamique sédimentaire revêt deux aspects distincts associés à l'évolution des pratiques agricoles. En effet, la déforestation progressive du milieu au profit de la mise en culture génère une augmentation de l'érosion du bassin versant, qui se répercute sur les flux détritiques. Toutefois, ce détritisme semble se découpler à partir de 1 200 cal BP. Alors que les indices d'anthropisation s'accroissent, le flux silicaté se stabilise voire décroît. Cette réponse sédimentaire contre-intuitive est associée au développement des zones pâturées. Ces dernières permettent une meilleure stabilisation des horizons superficiels des sols contrairement aux cultures céréalières.

2.3. La perception des forçages dans différents systèmes lacustres d'Europe de l'Ouest

Les enregistrements détritiques des lacs Saint-Point et Chaillexon (Haute-Chaîne du Jura) soulignent une même influence dominante du forçage orbital sur la réponse détritique (figure 100). Ces deux systèmes appartiennent à la haute vallée du Doubs et sont tous deux alimentés par le Doubs. Malgré une différence de taille des systèmes (surfaces du bassin versant et du lac ; figure 4, p.22) et de résolution temporelle des enregistrements, la réponse détritique engendrée semble similaire. En effet, les archives sédimentaires de ces sites mettent en évidence un Optimum holocène peu sédimentogène et un Néoglaciale caractérisé par une accentuation du détritisme. Les enregistrements détritiques de ces deux lacs de contexte carbonaté seraient donc le reflet du forçage orbital via l'évolution du couvert végétal.

Par opposition, les enregistrements des variations des niveaux lacustres, issus de séquences littorales de différents lacs jurassiens, apparaissent sensibles aux forçages de la déglaciation et de l'activité solaire (Magny, 2004). Cette réponse résulte très probablement de la sensibilité de la production authigène face aux changements de température des zones littorales, *via* les baisses/hausses du niveau du plan d'eau.

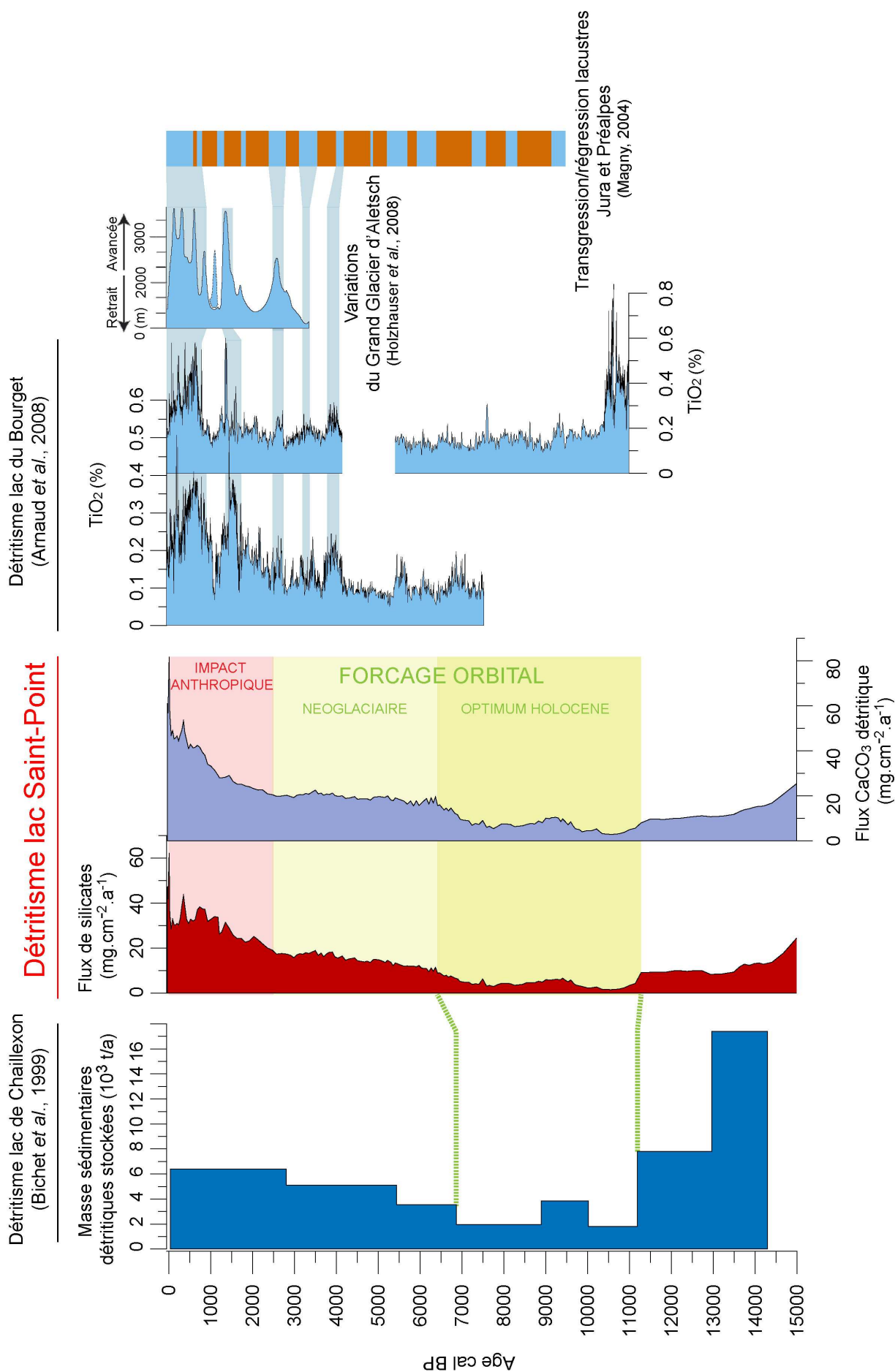


Figure 100. Comparaison entre les réponses détritiques des lacs Saint-Point et Chaillexon (Bichet, 1997), le signal TiO_2 du lac du Bourget (Arnaud *et al.*, 2008), la synthèse des variations de niveaux lacustres pour la zone du Jura et des Pré-Alpes (Magny, 2004) et les phases de retrait/avancée du glacier d'Aletsch (Holzhauser *et al.*, 2008) de 15 000 cal BP à nos jours.

Si les archives littorales du lac Saint-Point soulignent cette même influence du forçage solaire (Magny *et al.*, 2010), ces variations de niveau du lac n'ont certainement qu'un effet moindre sur l'enregistrement sédimentaire de la zone profonde. En effet, cette réponse sédimentaire à des forçages de plus haute fréquence semble perceptible dans la séquence profonde du lac Saint-Point, mais elle y apparaît fortement atténuée, voire masquée.

Enfin, alors que les signaux détritiques de la séquence SP05 apparaissent fortement influencés par le forçage orbital, l'enregistrement détritique d'un système de contexte silicaté, tel que le lac du Bourget (Alpes), semble associé au forçage solaire (figure 100). Cette sensibilité du détritisme est liée à l'influence des glaciers qui, par l'intermédiaire de crues du Rhône, alimentent le lac du Bourget lors des phases de minima solaire (Arnaud *et al.*, 2005). Ce mode de fonctionnement, s'il permet une observation à plus haute fréquence des changements climatiques par rapport à l'enregistrement du lac Saint-Point, génère toutefois une réponse sédimentaire tardive lors du Néoglaciale.

La comparaison de ces différents lacs souligne l'influence des propriétés fonctionnelles du système considéré et de l'approche employée dans la perception des forçages (contexte géologique, étagement du bassin versant... ; étude de séquences littorales ou de zones profondes...). Enfin, il est probable que la perception des forçages de plus haute fréquence soit plus aisée dans les systèmes silicatés en raison d'une abondance des apports de silicates bien supérieure à celle observée dans les systèmes carbonatés. Dans ces derniers, l'abondance de silicates sera fortement dépendante de la pédogénèse.

3. Perspectives

3.1. Méthodologie

La chronologie, notamment au niveau de la première moitié de l'Holocène, doit être complétée par l'identification et la caractérisation d'un second tephra observé à la fin du Boréal. En effet s'il peut provenir de l'éruption du Vasset-Killian, les possibilités n'en demeurent pas moins nombreuses au cours de cette période. De même, l'existence d'un troisième tephra, dans la séquence SP07 doit également être confirmée.

L'acquisition d'un doublon de cette séquence SP05, consacré à la datation, pourrait combler le manque de matériel datable au cours de l'Holocène et du Tardiglaciaire. Les faibles apports en matière organique, qui caractérisent ces deux périodes ne permettent pas d'extraire une quantité de matériel suffisante pour une analyse radiocarbone.

Une augmentation de la quantité de matériel serait également bénéfique à la l'amélioration de la résolution du signal isotopique au cours du Tardiglaciaire et du Néoglaciaire, périodes souffrant d'une abondance trop faible en *Candona candida*.

Cette étude a également souligné l'importance du pas d'échantillonnage, qui s'avère insuffisant au niveau de l'Optimum holocène. Une augmentation de la résolution permettrait de détecter d'éventuelles oscillations pluriséculaires, ou encore d'identifier précisément l'évènement à 8 200 cal BP. Un échantillonnage en continu de la deuxième moitié de l'Holocène pourrait être envisagé afin de confirmer et de déterminer précisément la période de la cyclicité observée.

3.2. Analyses supplémentaires

La séquence pléniglaciaire du forage SP05 nécessite un travail supplémentaire sur la nature des laminations observées, afin d'en établir ou non le caractère annuel. Ce travail fournira des précisions quant à la chronologie de cette partie de la séquence. Dans cette optique une recherche systématique des tephres observés au cours du Pléniglaciaire est également envisagée.

Ce travail préliminaire implique par la suite l'extraction d'une séquence plus profonde, qui permettra d'étudier l'enregistrement sédimentaire au cours de la période glaciaire et de préciser les modalités de la déglaciation de la Haute-Chaîne.

L'ensemble des données sismiques non-exploitées et le recours à différents forages dans la cuvette lacustre de Saint-Point, mais également de Remoray, peuvent permettre une approche par quantification des volumes sédimentaires. Ce travail viendra compléter les travaux déjà effectués sur le lac Chaillexon (Bichet *et al.*, 1999). La comparaison des deux systèmes permettra d'envisager les modalités de fonctionnement du Doubs à l'échelle de sa haute vallée et l'effet de site sur le transfert des signaux détritiques.

Enfin la méthode de quantification des fractions carbonatées détritiques et authigènes doit être répliquée afin d'en tester la validité. En cela, le lac de Joux (Jura suisse), constitue un site favorable. En effet, son bassin versant, du même ordre de grandeur (211 km²) que celui du lac Saint-Point, est majoritairement constitué de carbonates. Les travaux de Fuchs (2008) basés sur la caractérisation des faciès sismiques, par comparaison à des paramètres sédimentaires, ont mis en évidence des faciès sédimentaires similaires à ceux observés dans la séquence du lac Saint-Point. L'analyse d'une séquence de ce lac fournirait donc un très bon analogue de la séquence SP05.

BIBLIOGRAPHIE

- Adatte T., Stinnesbeck W. et Keller G. (1996). Lithostratigraphic and mineralogic correlations near KT boundary clastic sediments in northeastern Mexico : implications for origin and nature of deposition. *Geological Society of America*, 307 : 211-226.
- Alley R. B. et Ágústssdóttir A. M. (2005). The 8k event : cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 24 (10-11) : 1123-1149.
- Allison G. B. et Leaney F. W. (1982). Estimation of isotopic exchange parameters, using constant-feed pans. *Journal of Hydrology*, 55 (1-4) : 151-161.
- Ammann B. (2000). Biotic responses to rapid climatic changes : introduction to a multidisciplinary study of the Younger Dryas and minor oscillations on an altitudinal transect in the Swiss Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159 (3-4) : 191-201.
- Andersen K. K., Svensson A., Johnsen S. J., Rasmussen S. O., Bigler M., Röthlisberger R., Ruth U., Siggaard-Andersen M.-L., Peder Steffensen J., Dahl-Jensen D., Vinther B. M. et Clausen H. B. (2006). The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15-42 ka. Part 1 : constructing the time scale. *Quaternary Science Reviews*, 25 (23-24) : 3246-3257.
- Antoine P., Rousseau D.-D., Zöller L., Lang A., Munaut A.-V., Hatté C. et Fontugne M. (2001). High-resolution record of the last Interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany. *Quaternary International*, 76-77 : 211-229.
- Appleby P. G., Richardson N. et Nolan P. J. (1991). ^{241}Am dating of lake sediments. *Hydrobiologia*, 214 : 35-42.
- Ariztegui D., Hollander D. J. et McKenzie J. A. (1996). *Algal dominated lacustrine organic matter can be either Type I or Type II : evidence for biological, chemical and physical controls on organic matter quality*. Actes du colloque *Fourth Latin American Congress on Organic Geochemistry*, Bucaramanga (Colombia) : 12-16.
- Arnaud F. (2003). Signatures climatique et anthropique dans les sédiments holocènes des lacs du Bourget et d'Anserre : paléohydrologie et contamination au plomb. Thèse, Université Lille 1, Lille.
- Arnaud F., Revel M., Chapron E., Desmet M. et Tribouvillard N. (2005). 7200 years of Rhone river flooding activity in Lake Le Bourget, France : a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene*, 15 (3) : 420-428.

- Arnaud F., Wessels M., Chapron E., Revel-Rolland M. et Desmet M. (2008). Signaux terrigènes dans les grands lacs subalpins : un marqueur régional à haute résolution des conditions paléohydrologiques ? Collection EDYTEM-Cahiers de Paléoenvironnement (6) : 77-88.
- Barbe J., Faessel B., Lafont M., Monnot A., Mouthon J., Vergon J.-P. et Verneaux J. (1979). Etude écologique des lacs de Saint-Point et de Remoray, Investigations report : 1-105.
- Bard E., Raisbeck G. M., Yiou F. et Jouzel J. (1997). Solar modulation of cosmogenic nuclide production over the last millennium : comparison between ^{14}C and ^{10}Be records. *Earth and Planetary Science Letters*, 150 (3-4) : 453-462.
- Bégeot C. (2000). Histoire de la végétation et du climat au cours du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène sur le massif jurassien central à partir de l'analyse pollinique et des macrorestes végétaux. Thèse, université de Franche-Comté, Besançon.
- Berger A. (1978). Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *Journal of Atmospheric Science*, 35 (12) : 2362-2367.
- Berger A. et Loutre M. F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Sciences Review*, 10 (4) : 297-317.
- Bichet P. et Millote J.-P., *L'Âge du Fer dans le Haut Jura. Les Tumulus de la région de Pontarlier (Doubs)* (ed. Documents d'Archéologie Française), Paris, 1992.
- Bichet V. (1997). Impact des contraintes environnementales sur la production sédimentaire d'un bassin versant jurassien au cours du Post-glaciaire : le système limnologique de Chaillexon (Doubs, France). Thèse, Université de Bourgogne, Dijon.
- Bichet V., Campy M., Buoncristiani J.-F., Digiovanni C., Meybeck M. et Richard H. (1999). Variations in Sediment Yield from the Upper Doubs River Carbonate Watershed (Jura, France) since the Late-Glacial Period. *Quaternary Research*, 51 (3) : 267-279.
- Björck S., Walker J. C. M., Cwynar C. L., Johnsen S., Knudsen K.-L., Lowe J. J., Wohlfarth B. et Members I. (1998). An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record : a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, 13 (4) : 283-292.
- Blavoux B. et Mudry J. (1990). *Les teneurs en oxygène-18 en fonction de l'altitude des impluviums des réservoirs karstiques du Jura et du Vaucluse*. Acte du colloque 22nd Congress of IAH, Lausanne (Suisse), XXII/1 : 331-338.
- Blockley S. P. E., Pyne-O'Donnell S. D. F., Lowe J. J., Matthews I. P., Stone A., Pollard A. M., Turney C. S. M. et Molyneux E. G. (2005). A new and less destructive laboratory procedure for the physical separation of distal glass tephra shards from sediments. *Quaternary Science Reviews*, 24 (16-17) : 1952-1960.
- Blockley S. P. E., Lane C. S., Lotter A. F. et Pollard A. M. (2007). Evidence for the presence of the Vedde Ash in Central Europe. *Quaternary Science Reviews*, 26 (25-28) : 3030-3036.

- Blockley S. P. E., Ramsey C. B., Lane C. S. et Lotter A. F. (2008). Improved age modelling approaches as exemplified by the revised chronology for the Central European varved lake Soppensee. *Quaternary Science Reviews*, 27 (1-2) : 61-71.
- Bond G. et al. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the glacial Northern Atlantic. *Nature*, 360: 245-249.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M. N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I. et Bonani G. (2001). Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, 294 (5549) : 2130-2136.
- Bouvard A. (1997). Les peuplements castraux de la montagne du Doubs. Thèse, Université de Nancy II, Nancy.
- Boyle J. F. (2001). Inorganic geochemical methods in paleolimnology, in *Tracking environmental change using lake sediments* (ed. W. M. Last & J. P. Smol) : 83-141.
- Brauer A., Endres C. et Negendank J. F. W. (1999). Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary International*, 61 (1) : 17-25.
- Broecker W., Bond G., Mieczyslaw K., Clark E. et McManus J. (1992.). Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics*, 6: 265-273.
- Brune G. M. (1953). Trap efficiency of reservoirs. *Transactions American Geophysical Union*, 34 (3) : 407-418.
- Buoncrisiani J.-F. (1997). Production sédimentaire détritique des systèmes glaciaires. Quantification des produits stockés dans un lac proglaciaire durant la dernière glaciation : exemple du lac de la Combe d'Ain (Jura, France). Thèse, Université de Bourgogne, Dijon.
- Buoncrisiani J. F. et Campy M. (2004). Expansion and retreat of the Jura ice sheet (France) during the last glacial maximum. *Sedimentary Geology*, 165 (3-4) : 253-264.
- Calmels D. (2007). Altération chimique des carbonates : influence des sources d'acidité sur les bilans globaux. Thèse, Université Paris VII-Denis Diderot, Paris.
- Campy M. (1982). Le Quaternaire Franc-comtois : essai chronologique et paléoclimatique. Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon.
- Campy M. (1992). Palaeogeographical relationships between Alpine and Jura glaciers during the two last Pleistocene glaciations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93 (1-2) : 1-12.
- Carbonel P., Colin J.-P., Danielopol D. L., Löffler H. et Neustrueva I. (1988). Paleoecology of limnic ostracodes : A review of some major topics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 62 (1-4) : 413-461.

- Carlson A. E., Clark P. U., Raisbeck G. M. et Brook E. J. (2007). Rapid Holocene deglaciation of the Labrador sector of the Laurentide Ice Sheet. *Journal of Climate*, 20: 5126-5133.
- Coplen T. B., Kendall C. et Hopple J. (1983). Comparison of stable isotope reference samples. *Nature*, 302 (5905) : 236-4222.
- Coplen T. B., Hopple J. A., Böhlke J. K., Peiser H. S., Rieder S. E., Krouse H. R., Rosman K. J. R., Ding T., Vocke J. R. D., Révész K. M., Lamberty A., Taylor P. et De Bièvre P. (2001). Compilation of minimum and maximum isotope ratios of selected elements in naturally occurring terrestrial materials and reagents. *U.S. Geological Survey Water-Resources*, Investigations report.
- Coplen T. B. (2007). Calibration of the calcite-water oxygen-isotope geothermometer at Devils Hole, Nevada, a natural laboratory. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71 (16) : 3948-3957.
- Cupillard C., Magny M., Richard H., Ruffaldi P. et Marguier S. (1994). Mesolithisation et néolithisation d'une zone de moyenne montagne : évolution du peuplement et du paysage de la haute vallée du Doubs, Investigations report.
- Cupillard C. et Richard H. (1995), *Epipaléolithique et Mésolithique en zone de moyenne montagne jurassienne: l'exemple de la haute vallée du Doubs (France)*, Actes du colloque *L'Europe des derniers chasseurs*, 5ème Colloque international UISPP, Paris (France) : 509-519.
- Danis P. A. (2003). Modélisation du fonctionnement thermique, hydrologique et isotopique de systèmes lacustres : sensibilité aux changements climatiques et amélioration de reconstructions paléoclimatiques. Thèse, Université de Savoie, Chambéry.
- Danis P. A., Masson-Delmotte V., Stievenard M., Guillemain M. T., Daux V., Naveau P. et von Grafenstein U. (2006). Reconstruction of past precipitation $\delta^{18}\text{O}$ using tree-ring cellulose $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$: A calibration study near Lac d'Annecy, France. *Earth and Planetary Science Letters*, 243 (3-4) : 439-448.
- Dansgaard W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16 (4) : 436-468.
- Davies S. M., Wohlfarth B., Wastegård S., Andersson M., Blockley S. et Possnert G. (2004). Were there two Borrobol Tephra during the early Lateglacial period : implications for tephrochronology ? *Quaternary Science Reviews*, 23 (5-6) : 581-589.
- de Beaulieu J. L., Richard H., Ruffaldi P. et Clerc J. (1994). History of vegetation, climate and human action in the French Alps and the Jura over the last 15 000 years. *Dissertationes Botanicae*, 234: 253-276.
- de Beaulieu J.-L., Andrieu-Ponel V., Cheddadi R., Guiter F., Ravazzi C., Reille M. et Rossi S. (2006). Apport des longues sequences lacustres à la connaissance des variations des climats et des paysages pleistocenes. *Comptes Rendus Palevol*, 5 (1-2) : 65-72.

- De Deckker P. et Forester R. M. (1988). The use of ostracods to reconstruct continental palaeoenvironmental records in *Ostracoda in the Earth Sciences* (ed. P. De Deckker, Colin, J.P., Peypouquet, J.P) : 175-199.
- De Deckker P. (2002). Ostracod paleoecology in *The Ostracoda : Applications in Quaternary research* : 121-134.
- deMenocal P., Ortiz J., Guilderson T., Adkins J., Sarnthein M., Baker L. et Yarusinsky M. (2000). Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19 (1-5) : 347-361.
- Dennis P. F., Rowe P. J. et Atkinson T. C. (2001). The recovery and isotopic measurement of water from fluid inclusions in speleothems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65 (6) : 871-884.
- Di-Giovanni C. (1994). Production, flux et stocks de matière organique dans un système limnologique au cours du post-glaciaire : le bassin de Chaillexon (Doubs, France). Thèse, Université de Bourgogne, Dijon.
- Di-Giovanni C., Disnar J.-R., Bichet V. et Campy M. (1998). Sur la présence de matières organiques mésocénozoïques dans des humus actuels (bassin de Chaillexon, Doubs, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 326 (8) : 553-559.
- Di-Giovanni C., Disnar J.-R., Bakyono J.-P., Kéravis D., Millet F. et Olivier J.-E. (2000). Application de l'étude de la matière organique à l'analyse de l'érosion : exemple du bassin versant du Moulin, dans les terres noires des Alpes-de-Haute-Provence (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 331 (1) : 7-14.
- Disnar J. R., Guillet B., Keravis D., Di-Giovanni C. et Sebag D. (2003). Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis : scope and limitations. *Organic Geochemistry*, 34 (3) : 327-343.
- Duchaufour P. (2001), *Introduction à la science du sol*, 6eme édition (ed. Dunod).
- Duplessy J.-C. et al. (1992). Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Nature*, 358 : 485-488.
- Engstrom D. R. et Wright H. E. (1984). Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change, in *Lake sediments and environmental history* (eds. E. Y. Haworth et J. W. G. Lunds).
- Espitalié J., Laporte J. L., Madec M., Marquis F., Leplat P., Paulet J. et Boutefeu A. (1977). Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Oil & Gas Science and Technology - Rev. IFP*, 32 (1) : 23-42.
- Espitalié J., Deroo G. et Marquis F. (1985a). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième partie. *Oil & Gas Science and Technology - Rev. IFP*, 40 (6) : 755-784.

- Espitalié J., Deroo G. et Marquis F. (1985b). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Première partie. *Oil & Gas Science and Technology - Rev. IFP*, 40 (5) : 563-579.
- Friedrich M., Kromer B., Spurk M., Hofmann J. et Felix Kaiser K. (1999). Paleo-environment and radiocarbon calibration as derived from Lateglacial/Early Holocene tree-ring chronologies. *Quaternary International*, 61 (1) : 27-39.
- Fuchs M. (2008). Integration of ground-penetrating radar, high resolution seismic and stratigraphic methods in limnogeology : Holocene examples from western Swiss lake deposits. Thèse, Université de Genève, Genève.
- Gasse F., Juggins S. et Khelifa L. B. (1995). Diatom-based transfer functions for inferring past hydrochemical characteristics of African lakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 117 (1-2) : 31-54.
- Gauthier E. (2001). Evolution de l'impact de l'homme sur la végétation du massif jurassien au cours des quatre derniers millénaires. Nouvelles données polliniques. Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon.
- Gauthier E. (2002a). Evolution des activités agropastorales du Haut Jura (France) au cours des trois derniers millénaires. *Quaternaire*, 13 (2) : 137-147.
- Gauthier E. (2002b). Analyse pollinique d'une tourbière au coeur de la nécropole protohistorique tumulaire de la Chaux d'Arlier (Doubs). *Revue Archéologique de l'Est*, 51: 417-428.
- Gauthier E. (2004), *Forêts et agriculteurs du Jura. Les quatre derniers millénaires* (ed. Annales Littéraires de l'Université de Franche-Comté : Environnement, sociétés et archéologie), Vol. 6, 197 p.
- Gauthier E. et Richard H. (2004), *La forêt jurassienne au cours des deux derniers millénaires à la lumière de quelques diagrammes polliniques*, Actes du colloque *Forêt, archéologie et environnement*, Nancy (France) : 57-67.
- Genty D., Plagnes V., Causse C., Cattani O., Stievenard M., Falourd S., Blamart D., Ouahdi R. et Van-Exter S. (2002). Fossil water in large stalagmite voids as a tool for paleoprecipitation stable isotope composition reconstitution and paleotemperature calculation. *Chemical Geology*, 184 (1-2) : 83-95.
- Gibson J. J. (2001). Forest-tundra water balance signals traced by isotopic enrichment in lakes. *Journal of Hydrology*, 251 (1-2) : 1-13.
- Gibson J. J. (2002). Short-term evaporation and water budget comparisons in shallow Arctic lakes using non-steady isotope mass balance. *Journal of Hydrology*, 264 (1-4) : 242-261.
- Goldberg E. D. (1963), *Geochronology with lead 210 in Radioactive dating*. Actes du colloque IAEA, Vienne (Autriche) : 121-131.

- Gonfiantini R. (1986). Environmental isotopes in lake studies, in *Lake studies* (ed. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry vol. 3) : 113-168.
- Goslar T., Wohlfarth B., Björck S., Possnert G. et Björck J. (1999). Variations of atmospheric ^{14}C concentrations over the Allerød-Younger Dryas transition. *Climate Dynamics*, 15 (1) : 29-42.
- Hajdas I., Ivy S. D., Beer J., Bonani G., Imboden D., Lotter A., M. S. et Suter M. (1993). AMS radiocarbon dating and varve chronology of Lake Soppensee : 6 000 to 12 000 ^{14}C years BP. *Climate Dynamics*, 9: 107-116.
- Hajdas I., Ivy-Ochs S. D., Bonani G., Lotter A. F., Zolitschka B. et Schluchter C. (1995). Radiocarbon age of the Laacher See Tephra: $11\,230 \pm 40$ BP. *Radiocarbon*, 37 (2) : 149-154.
- Hammarlund D., Barnekow L., Birks H. J. B., Buchardt B. et Edwards T. W. D. (2002). Holocene changes in atmospheric circulation recorded in the oxygen-isotope stratigraphy of lacustrine carbonates from northern Sweden. *The Holocene*, 12 (3) : 339-351.
- Hammarlund D., Björck S., Buchardt B., Israelson C. et Thomsen C. T. (2003). Rapid hydrological changes during the Holocene revealed by stable isotope records of lacustrine carbonates from Lake Igelsjön, southern Sweden. *Quaternary Science Reviews*, 22 (2-4) : 353-370.
- Hatté C., Antoine P., Fontugne M., Lang A., Rousseau D.-D. et Zöller L. (2001). $\delta^{13}\text{C}$ of loess organic matter as a potential proxy for paleoprecipitation. *Quaternary Research*, 55 (1) : 33-38.
- Heiri O., Lotter A. F., Hausmann S. et Kienast F. (2003). A chironomid-based Holocene summer air temperature reconstruction from the Swiss Alps. *The Holocene*, 13 (4) : 477-484.
- Hodell D. A., Brenner M., Curtis J. H. et Guilderson T. (2001). Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. *Science*, 292 (5520) : 1367-1370.
- Hoffmann G., Masson V. et Jouzel J. (2000). Stable water isotopes in Atmospheric General Circulation Models. *Hydrological Processes*, 14: 1385-1406.
- Holtzapffel T. (1985). Les minéraux argileux : préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Société Géologique du Nord Publication*, 12 : 1-136.
- Holzhauser H., Magny M. et Zumbuhl H. J. (2005). Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3 500 years. *The Holocene*, 15 (6) : 789-801.
- Hu F. S., Kaufman D., Yoneji S., Nelson D., Shemesh A., Huang Y., Tian J., Bond G., Clegg B. et Brown T. (2003). Cyclic variation and solar forcing of Holocene climate in the Alaskan subarctic. *Science*, 301 (5641) : 1890-1893.

- Jackson M. L. (1963). Interlayering of expansible layer silicates in soils by chemical weathering. *Clays and Clay Minerals*, 11 : 29-46.
- Joerin U. E., Stocker T. F. et Schluchter C. (2006). Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene*, 16 (5) : 697-704.
- Joerin U. E., Nicolussi K., Fischer A., Stocker T. F. et Schlüchter C. (2008). Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierwa Glacier, Eastern Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews*, 27 (3-4) : 337-350.
- Johnsen S. J., Clausen H. B., Dansgaard W., Gundestrup N. S., Hammer C. U., Andersen U., Andersen K. K., Hvidberg C. S., Dahl-Jensen D., Steffensen J. P., Shoji H., Sveinbjörnsdóttir A. E., White J., J. J. et Fisher D. (1997). The delta O-18 record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 102: 26397-26410.
- Jouaffre D. (1989). Pédogénèse et rubéfaction post-würmiennes en climat montagnard humide (Jura). Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon.
- Keatings K. W., Heaton T. H. E. et Holmes J. A. (2002). Carbon and oxygen isotope fractionation in non-marine ostracods : results from a 'natural culture' environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66 (10) : 1701-1711.
- Kim S.-T. et O'Neil J. R. (1997). Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (16) : 3461-3475.
- Kübler B. (1987). Cristallinité de l'illite, méthodes normalisées de préparations, méthodes normalisées de mesures. *Cahiers Institut Géologique Neuchâtel*, Série ADX 2 : 2-5.
- Langmuir C. H., Vocke Jr R. D., Hanson G. N. et Hart S. R. (1978). A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 37 (3) : 380-392.
- Laskar J., Joutel F. et Boudin F. (1993). Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from -20Myr to +10 Myr. *Astronomy & Astrophysics*, 270 : 522-533.
- Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A. C. M. et Levrard B. (2004). A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 428 (1) : 261-285.
- Leng M. J. et Marshall J. D. (2004). Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quaternary Science Reviews*, 23 (7-8) : 811-831.
- Leroux A. (2005). Variabilité climatique régionale au cours des 500 dernières années : étude de la composition isotopique des ostracodes benthiques dans les sédiments du Lac d'Annecy (Haute-Savoie). Master, Université Paris-Sud XI, Orsay.

- Leroux A., Bichet V., Walter-Simonnet A.-V., Magny M., Adatte T., Gauthier É., Richard H. et Baltzer A. (2008). Late Glacial-Holocene sequence of Lake Saint-Point (Jura Mountains, France) : Detrital inputs as records of climate change and anthropic impact. *Comptes Rendus Geosciences*, 340 (12) : 883-892.
- Lowe J. J., Rasmussen S. O., Björck S., Hoek W. Z., Steffensen J. P., Walker M. J. C. et Yu Z. C. (2008). Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination : a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews*, 27 (1-2) : 6-17.
- Magny M. (2004). Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*, 113 (1) : 65-79.
- Magny M. et Begeot C. (2004). Hydrological changes in the European midlatitudes associated with freshwater outbursts from Lake Agassiz during the Younger Dryas event and the early Holocene. *Quaternary Research*, 61 (2) : 181-192.
- Magny M., Aalbersberg G., Begeot C., Benoit-Ruffaldi P., Bossuet G., Disnar J.-R., Heiri O., Laggoun-Defarge F., Mazier F., Millet L., Peyron O., Vanniere B. et Walter-Simonnet A.-V. (2006a). Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Lateglacial-Holocene transition : a multi-proxy record from Lake Lautrey. *Quaternary Science Reviews*, 25 (5-6) : 414-445.
- Magny M., Leuzinger U., Bortenschlager S. et Haas J. N. (2006b). Tripartite climate reversal in Central Europe 5600-5300 years ago. *Quaternary Research*, 65 (1) : 3-19.
- Magny M., Arnaud F., Holzhauser H., Chapron E., Debret M., Desmet M., Leroux A., Millet L., Revel M. et Vannière B. (2010). Solar and proxy-sensitivity imprints on paleohydrological records for the last millennium in west-central Europe. *Quaternary Research*, 73 (2) : 173-179.
- Majoube M. (1971). Oxygen-18 And Deuterium Fractionation Between Water And Steam. *Journal De Chimie Physique Et De Physico-Chimie Biologique*, 68 (10) : 1423-1436.
- Manfredi S., Passard F. et Urlacher J.-P. (1992). Les derniers barbares ? Au coeur du massif du Jura, la nécropole mérovingienne de la Grande Oye à Doubs, (ed. Besançon : Cêtre), 143 p.
- Mattias L., Per M., Svante B. et Per S. (2006). Holocene shore displacement and deglaciation chronology in Norrbotten, Sweden. *Boreas*, 35 (1) : 1-22.
- Mayewski P. A., Meeker L. D., Twickler M. S., Whitlow S., Yang Q., Lyons W. B. et Prentice M. (1997). Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series. *Journal of Geophysical Research*, 102 (C12) : 26345-26366.
- McCabe A. M. et Clark P. U. (1998). Ice-sheet variability around the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Nature*, 392: 373-377.

- McCarroll D. et Loader N. J. (2004). Stable isotopes in tree rings. *Quaternary Science Reviews*, 23 (7-8) : 771-801.
- McDermott F. (2004). Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems : a review. *Quaternary Science Reviews*, 23 (7-8) : 901-918.
- McDonnell J. J., Stewart M. K. et Owens I. F. (1991). Effect of Catchment-Scale Subsurface Mixing on Stream Isotopic Response. *Water Resources Research*, 27 (12) : 3065-3073.
- Meisch C. (2000), *Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe*, Vol. Süßwasserfauna von Mitteleuropa 8/3, 522 p.
- Millet L., Arnaud F., Heiri O., Magny M., Verneaux V. et Desmet M. (2009). Late-Holocene summer temperature reconstruction from chironomid assemblages of Lake Anterne, northern French Alps. *The Holocene*, 19 (2) : 317-328.
- Nicolussi K., Kaufmann M., Patzelt G., Plicht van der J. et Thurner A. (2005). Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Vegetation History and Archaeobotany*, 14 (3) : 221-234.
- Nicolussi K., Kaufmann M., Melvin T. M., van der Plicht J., Schiessling P. et Thurner A. (2009). A 9111 year long conifer tree-ring chronology for the European Alps : a base for environmental and climatic investigations. *The Holocene*, 19 (6) : 909-920.
- Nomade J. (2005). Chronologie et sédimentologie du remplissage du lac d'Annecy depuis le Tardiglaciaire : implications paleoclimatologiques et paléohydrologiques. Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble I, Grenoble.
- Pasquier F., Zwahlen F. et Bichet V. (2006). Carte hydrogéologique de la Suisse : feuille de Vallorbe-Léman nord à 1:100 000.
- Pearson F. J., Balderer W., Loosli H. H., Lehmann B. E., Matter A., Peters T., Schmassmann H. et Gautschi A. (1991), *Applied isotope hydrogeology – a case study in Northern Switzerland*, in *Studies in environmental science*, Vol. 43, 461.
- Pennington W., Cambray R. S., Eakins J. D. et Harkness D. D. (1976). Radionuclide dating of the recent sediment using fallout ¹³⁷Cs as a tracer. *Nature*, 242: 324-326.
- Peyron O., Begeot C., Brewer S., Heiri O., Magny M., Millet L., Ruffaldi P., Van Campo E. et Yu G. (2005). Late-Glacial climatic changes in Eastern France (Lake Lautrey) from pollen, lake-levels, and chironomids. *Quaternary Research*, 64 (2) : 197-211.
- Pochon M. (1978). Origine et évolution des sols du Haut Jura suisse, in *Mémoires de la Société helvétique des Sciences Naturelles*.
- Pourriot R. et Meybeck M. (1995), *Limnologie générale*, Collection d'écologie 25.

- Prasad S., Vos H., Negendank J. F. W., Waldmann N., Goldstein S. L. et Stein M. (2004). Evidence from Lake Lisan of solar influence on decadal- to centennial-scale climate variability during marine oxygen isotope stage 2. *Geology*, 32 (7) : 581-584.
- Ranger J. et Nys C. (1994). The effect of spruce (*Picea abies* Karst.) on soil development : an analytical and experimental approach. *European Journal of Soil Science*, 45 : 193-204.
- Rasmussen S. O., Andersen K. K., Svensson A. M., Steffensen J. P., Vinther B. M., Clausen H. B., Siggaard-Andersen M. L., Johnsen S. J., Larsen L. B., Dahl-Jensen D., Bigler M., Rathlisberger R., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M. E. et Ruth U. (2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research*, 111 (D6).
- Rasmussen S. O., Vinther B. M., Clausen H. B. et Andersen K. K. (2007). Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*, 26 (15-16) : 1907-1914.
- Reimer P. J., Hughen K. A., Guilderson T. P., McCormac G., Baillie M. G. L., Bard E., Barratt P., Beck J. W., Buck C. E., Damon P. E., Friedrich M., Kromer B., Ramsey C. B., Reimer R. W., Remmele S., Southon J. R., Stuiver M. et Van der Plicht J. (2002). Preliminary report of the first workshop of the intcal04 radiocarbon calibration/comparison working group. *Radiocarbon*, 44 (3) : 653-661.
- Renssen H., Seppa H., Heiri O., Roche D. M., Goosse H. et Fichet T. (2009). The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nature Geosci*, 2 (6) : 411-414.
- Richard H. (1983). Nouvelle contribution à l'histoire de la végétation franc-comtoise tardiglaciaire et holocène à partir des données de la palynologie. Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon.
- Richard H. et Ruffaldi P. (1996). L'hypothèse du déterminisme climatique des premières traces polliniques de néolithisation sur le massif jurassien (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II a*, 322 : 77-83.
- Richard H. (1997). Indices polliniques de neolithisation du massif jurassien aux VIème et Vème millénaires. *Quaternaire*, 8 (1) : 55-62.
- Richard J. (1992). Autochtonie - allochtonie des carbonates lacustres au cours du post-Glaciaire : critères d'identification et quantification à partir du remplissage du lac de Chaillexon (Doubs-France). DEA, Université de Bourgogne, Dijon.
- Rinterknecht V. R., Clark P. U., Raisbeck G. M., Yiou F., Bitinas A., Brook E. J., Marks L., Zelcs V., Lunkka J.-P., Pavlovskaya I.E., Piotrowski J. A. et Raukas A. (2006). The last deglaciation of the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet. *Science*, 311 : 1449-1452.
- Rodot S. (2006). Dispersion et dynamique des métaux traces d'origine anthropique dans le lac Saint-Point. Rapport de master 2ème année, Université de Franche-Comté, Besançon.

- Rosqvist G., Jonsson C., Yam R., Karlén W. et Shemesh A. (2004). Diatom oxygen isotopes in pro-glacial lake sediments from northern Sweden : a 5000 year record of atmospheric circulation. *Quaternary Science Reviews*, 23 (7-8) : 851-859.
- Rozanski K., Araguas-Araguas L. et Gonfiantini R. (1992). Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science*, 258 (5084) : 981-985.
- Ruffaldi P. (1993). Histoire de la végétation du Jura méridional depuis le retrait du glacier würmien à partir des analyses palynologiques du lac de Cerin. Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon.
- Siegenthaler U. et Oeschger H. (1980). Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitude. *Nature*, 285 (5763) : 314-317.
- Smith A. J. et Horne D. J. (2002). Ecology of marine, marginal marine and nonmarine ostracods in *The Ostracoda : Applications in Quaternary Research* : 37-64.
- Smith F. B. et Clark M. J. (1986). Radionuclide deposition from the Chernobyl cloud. *Nature*, 322 (6081) : 690-691.
- Sonett, C P., Suess et H E. (1984), *Correlation of bristlecone pine ring widths with atmospheric ^{14}C variations : a climate-Sun relation*, Vol. 307.
- Steinmann P., Adatte T. et Lambert P. (2003). Recent changes in sedimentary organic matter from Lake Neuchâtel (Switzerland) as traced by Rock-Eval pyrolysis. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 96 (Supplément 1) : 109-116.
- Stuiver M. et Braziunas T. F. (1993). Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}\text{CO}_2$: an evaluation of causal and spectral relationships. *The Holocene*, 3 (4) : 289-305.
- Svensson A., Andersen K. K., Bigler M., Clausen H. B., Dahl-Jensen D., Davies S. M., Johnsen S. J., Muscheler R., Rasmussen S. O., Röthlisberger R., Peder Steffensen J. et Vinther B. M. (2006). The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15-42 ka. Part 2 : comparison to other records. *Quaternary Science Reviews*, 25 (23-24) : 3258-3267.
- Teller J. T., Leverington D. W. et Mann J. D. (2002). Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 21 (8-9) : 879-887.
- Tinner W. et Lotter A. F. (2006). Holocene expansions of *Fagus silvatica* and *Abies alba* in Central Europe : where are we after eight decades of debate ? *Quaternary Science Reviews*, 25 (5-6) : 526-549.
- Tricart J., Chauve P., Guillaume S., Dreyfuss M. et Aubert D. (1964). Carte géologique détaillée de la France : feuille de Mouthe à 1:50 000.
- Tricart J., Glangeaud L., François S., Castany G., Chauve P., Dreyfuss M., Custer W. et Lemoine M. (1969). Carte géologique détaillée de la France : feuille de Pontarlier à 1:50 000.

- Turney C. S. M., Burg K. V. D., Wastegård S., Davies S. M., Whitehouse N. J., Pilcher J. R. et Callaghan C. (2006). North European last glacial-interglacial transition (LGIT ; 15-9 ka) tephrochronology : extended limits and new events. *Journal of Quaternary Science*, 21 (4) : 335-345.
- Ursic S. J. et Dendy F. D. 1965. *Sediment yields from small watersheds under various land uses and forest covers*. Actes du colloque *Federal Inter-Agency Sedimentation Conference* (ed. U.S. Department of Agriculture Publication).
- Vinther B. M., Clausen H. B., Johnsen S. J., Rasmussen S. O., Andersen K. K., Buchardt S. L., Dahl-Jensen D., Seierstad I. K., Siggaard-Andersen M. L., Steffensen J. P., Svensson A., Olsen J. et Heinemeier J. (2006). A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Müller J. et Kleinmann-Eisenmann A. (1992). Oxygen isotope records of benthic ostracods in bavarian lake sediments. *Naturwissenschaften*, 79 (4) : 145-152.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Müller J., Trimborn P. et Alefs J. (1996). A 200 year mid-European air temperature record preserved in lake sediments : An extension of the $\delta^{18}\text{O}_\text{p}$ -air temperature relation into the past. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (21) : 4025-4036.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Müller J., Jouzel J. et Johnsen S. (1998). The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics*, 14 (2) : 73-81.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Brauer A., Jouzel J. et Johnsen S. J. (1999a). A mid-european decadal isotope-climate record from 15 500 to 5 000 years B.P. *Science*, 284 (5420) : 1654-1657.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H. et Trimborn P. (1999b). Oxygen and carbon isotopes in modern fresh-water ostracod valves : assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 148 (1-3) : 133-152.
- von Grafenstein U. (2002). Le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des carbonates lacustres : outil de reconstruction paléoclimatique et paléohydrologique. HDR, Orsay.
- Wagner G., Beer J., Masarik J., Muscheler R., Kubik P. W., Mende W., Laj C., Raisbeck G. M. et Yiou F. (2001). Presence of the solar de Vries cycle (\approx 205 years) during the Last Ice Age. *Geophysical Research Letters*, 28 (2) : 303-306.
- Walter-Simonnet A., Bossuet G., Develle A., Bégeot C., Benoit-Ruffaldi P., Magny M., Adatte T., Simonnet J. P., Rossy M., Vannière B., Thivet M., Millet L., Régent B. et Wackenheim C. (2008). Chronologie et spatialisation de retombées de cendres volcaniques tardiglaciaires dans les massifs des Vosges et du Jura, et le plateau suisse. *Quaternaire*, 19 (2) : 117-132.

- Welhan J. A. et Fritz P. (1977). Evaporation pan isotopic behavior as an index of isotopic evaporation conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41 (5) : 682-686.
- Wessels M. (1998). Natural environmental changes indicated by Late Glacial and Holocene sediments from Lake Constance, Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140 (1-4) : 421-432.

TABLE DES FIGURES

Introduction générale

Figure 1. Enregistrements holocènes de l'Index de la Circulation Polaire (PCI), des variations du ^{14}C atmosphérique résiduel, des fluctuations des niveaux de lacs en Europe de l'Ouest, et de la proportion d'IRD (ice-rafting debris) en Atlantique Nord 17

Figure 2. Comparaison à l'échelle régionale de l'évolution des niveaux de lac, des glaciers suisses et autrichiens et des flux détritiques dans le lac du Bourget au cours des derniers 9 500 ans..... 18

Figure 3. Quantification des masses sédimentaires détritiques et authigènes stockées dans le lac de Chaillexon 20

Figure 4. Répartition des systèmes lacustres jurassiens en fonction de la taille de leur bassin versant et de leur rapport Ad/Ao. 22

Chapitre I

Figure 5. Localisation du lac Saint-Point 27

Figure 6. Topographie et hydrographie du lac Saint-Point 29

Figure 7. Bathymétrie du lac Saint-Point 30

Figure 8. Représentation du positionnement du glacier jurassien au cours du DMG et lors de la déglaciation de la zone du lac Saint-Point..... 31

Figure 9. Localisation et coupe interprétative du cône deltaïque séparant les lacs Remoray et Saint-Point 32

Figure 10. Carte géologique simplifiée du bassin versant du lac Saint-Point 34

Figure 11. Log stratigraphique synthétique du bassin versant du lac Saint-Point..... 35

Figure 12. Répartition de la végétation dans le bassin versant du lac Saint-Point.....	37
Figure 13. Cartographie des circulations souterraines reconnues par traçage.....	39
Figure 14. Diagrammes ombro-thermiques des stations météorologiques de Pontarlier et Mouthe.....	40
Figure 15. Stations de mesure des paramètres hydrométriques et climatiques	41
Figure 16. Localisation des stations de suivi météorologique et hydrométrique	42
Figure 17. Termes du bilan hydrique	43
Figure 18. Bilan hydrique annuel du lac Saint-Point (mai 2006-avril 2007)	44
Figure 19. Relation entre les précipitations, les débits entrants et sortants du le lac, et les variations du niveau lacustre	45
Figure 20. Profils saisonniers de température de la colonne d'eau effectués dans la zone profonde du bassin aval	46
Figure 21. Concentrations en cations et anions des eaux du bassin versant et indice de saturation de la calcite	47
Figure 22. Estimation de la capacité de piégeage des systèmes lacustres.....	48

Chapitre II

Figure 23. Les différents procédés de forage: sonde <i>GIK</i> , sur plateforme <i>Uwitec</i>	50
Figure 24. Coordonnées géographiques et localisation des forages des lacs Saint-Point et Remoray	51
Figure 25. Construction de la séquence composite ou <i>mastercore</i> SP05.....	52
Figure 26. Paramètres physiques de la séquence SP05 et photos du détail des faciès	54
Figure 27. Datations radiocarbone, datation ^{137}Cs et tephrochronologie de SP05.....	56

Figure 28. Chronologie pollinique régionale.....	57
Figure 29. Représentation de la composition chimique des verres volcaniques et identification géochimique du LST	58
Figure 30. Activité du ^{210}Pb mesurée dans la séquence SP05	60
Figure 31. Activités du ^{137}Cs et de ^{241}Am	61
Figure 32. Modèle âge-profondeur de la séquence SP05.....	62
Figure 33. Localisation et caractéristiques des différents forages ; corrélations entre les séquences SP05, SP06, SP07 et REM07	64
Figure 34. Taux de sédimentation des séquences SP05, SP06, SP07 et REM07.....	66
Figure 35. Résolution temporelle de l'échantillonnage.....	67
Figure 36. Bilan des séries analysées en fonction des paramètres étudiés	68
Figure 37. Marqueurs étudiés et leur signification au sein du système.....	74

Chapitre III

Figure 38. Composition minéralogique de la séquence SP05 (fraction roche totale)	77
Figure 39. Composition du cortège argileux de la séquence SP05 (fraction $<2\text{ }\mu\text{m}$).....	81
Figure 40. La séquence d'altération des phases argileuses dans les sols (Jackson, 1963).	83
Figure 41. Indice de cristallinité des illites et pourcentage relatif d'illite dans le cortège argileux de SP05.....	84
Figure 42. Susceptibilité magnétique de la séquence SP05	85
Figure 43. Diagrammes de Harker	87
Figure 44. Résidus (%) des éléments représentatifs du détritisme en fonction de l'âge.....	90

Figure 45. Evolution des résidus de MgO, Al ₂ O ₃ et Na ₂ O au cours des 7 000 dernières années.	93
Figure 46. Relations entre calcium et magnésium en fonction des périodes considérées	94
Figure 47. Evaluation du pourcentage d'erreur dans la quantification des fractions carbonatées détritiques et authigènes	97
Figure 48. Relation entre les teneurs en carbonates détritiques et authigènes, et la fraction silicatée.....	98
Figure 49. Evolution des concentrations des différentes fractions sédimentaires et des flux détritiques en fonction du temps	102
Figure 50. Granulométrie des fractions <i>roche totale</i> , silicatées et carbonatées	105
Figure 51. Décomposition de la fraction >63 µm suivant les fractions considérées (<i>roche totale</i> , silicates, carbonates-matière organique)	111
Figure 52. Décomposition de la granulométrie de la fraction <i>roche totale</i> au cours des 9 000 dernières années	113
Figure 53. Spectres des lamines fines particulières selon les fractions considérées	114

Chapitre IV

Figure 54. Teneur en matière organique et paramètres HI et OI.....	119
Figure 55. Diagramme pseudo Van-Krevelen et relation entre les teneurs en silicates et la matière organique	121
Figure 56. Relations entre les différents paramètres <i>Rock-Eval</i> : TOC, HI, OI.....	123
Figure 57. Diagramme pollinique de la séquence SP05 (à partir de 16 500 cal BP)	126
Figure 58. Diagramme pollinique de 8 500 dernières années	128

Chapitre V

Figure 59. Teneurs des différentes fractions, flux de carbonates authigènes et détritiques en fonction du temps.	135
Figure 60. Diagrammes binaires présentant les teneurs en phosphore (P_2O_5) en fonction de SiO_2 , TOC et C_{org}	137
Figure 61. Résidu de P_2O_5 calculé à partir des relations linéaires observées entre P_2O_5 et SiO_2	138
Figure 62. Diagrammes binaires présentant les teneurs en fer (Fe_2O_3) et manganèse (MnO) en fonction de SiO_2 et Fe_2O_3 en fonction de MnO.....	139
Figure 63. Résidus de MnO et Fe_2O_3 calculés à partir des relations linéaires observées par rapport à SiO_2	140

Chapitre VI

Figure 64. Espèces d'ostracodes identifiées dans la séquence SP05.....	144
Figure 65. Abondance relative (%) des principaux taxa d'ostracodes	147
Figure 66. Abondance absolue des différents taxa d'ostracodes identifiés dans la séquence SP05.....	151
Figure 67. Comptage des organismes annexes.....	152
Figure 68. Rythmicité des organismes littoraux et sublittoraux au cours des 8 500 dernières années	155

Chapitre VII

Figure 69. Modèle de distillation de Rayleigh	159
Figure 70. Facteurs de contrôle de la signature isotopique lacustre (^{18}O et 2H)	160

Figure 71. Carte de localisation des points de prélèvements des eaux de surface et des précipitations, et des stations Météo-France et DIREN dans le bassin versant	165
Figure 72. Signatures isotopiques des différentes unités du système comparées à la MWL .	166
Figure 73. Signatures isotopiques mensuelles des précipitations aux stations P1 (880 m) et P2 (1222 m)	167
Figure 74. Signatures isotopiques des précipitations sur la période de suivi (juillet 2006-juillet 2007)	167
Figure 75. Signatures $\delta^{18}\text{O}_p$ moyennes observées mensuellement. Les hauteurs de pluie et les températures sont issues de la base de données Météo-France	168
Figure 76. Relation entre $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ et la température pour les sites P1 et P2	170
Figure 77. Données isotopiques de l'eau des rivières sur la période de suivi (juin 2006-juin 2007).....	171
Figure 78. Signatures $\delta^{18}\text{O}$ instantanées de la Source Bleue et du Doubs en amont du lac comparées aux signatures moyennes $\delta^{18}\text{O}_p$ ainsi qu'aux paramètres hydrologiques du système	173
Figure 79. Signatures $\delta^{18}\text{O}$ instantanées des eaux du lac (épilimnion et hypolimnion) comparées aux signatures $\delta^{18}\text{O}$ instantanées du Doubs en amont et du Doubs à l'exutoire du système	174
Figure 80. Comparaison mensuelle des signatures isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ des eaux du lac (épilimnion et hypolimnion) et du Doubs en amont et en aval du lac.....	176
Figure 81. Schéma de fonctionnement isotopique du lac Saint-Point.....	177
Figure 82. Données isotopiques du bilan de masse annuel	178
Figure 83. Paramètres isotopiques du bilan de masse.	181
Figure 84. Estimation de l'évolution de la composition isotopique du lac Saint-Point en cas d'un doublement de l'écoulement (2*I) et d'un doublement de l'évaporation (2*E).....	183

Figure 85. Suivi mensuel des températures de l'épilimnion et de l'hypolimnion de mai 2005 à février 2006..... 187

Figure 86. Signatures $\delta^{18}\text{O}_\text{I}$ des stades juvéniles ($\delta^{18}\text{O}_{\text{I-JUV}}$) et adultes ($\delta^{18}\text{O}_{\text{I-A}}$) 191

Figure 87. Comparaison et essai de corrélation des enregistrements isotopiques du lac Saint-Point, de l'Ammersee et de GRIP 194

Chapitre VIII

Figure 88. Paramètres caractéristiques des transitions environnementales majeures observées au cours du Pléniglaciaire et du Tardiglaciaire 202

Figure 89. Enregistrements caractéristiques des transitions environnementales majeures observées au cours de l'Holocène 206

Figure 90. Enregistrements caractéristiques de l'anthropisation du bassin versant 210

Chapitre IX

Figure 91. Paramètres influencés par le forçage orbital ; flux dtéritiques carbonatés et silicatés ; pourcentages de *Pinus*, *Picea* et de *Quercus*; insolation d'été reconstituée aux latitudes 60°N et 30°N..... 216

Figure 92. L'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes benthiques adultes et juvéniles ; flux de carbonates authigènes ; récession des glaciers des Alpes suisses 217

Figure 93. Chronologie *INTIMATE* des épisodes froids au cours du Tardiglaciaire ; essai de corrélation des phases froides identifiées dans le lac Saint-Point..... 221

Figure 94. Corrélation des paramètres présentant une alternance régulière au cours des 8 500 dernières années 224

Figure 95. Discrimination des phases d'échantillonnage sur le signal granulométrique ; modèle âge-profondeur et taux de sédimentation associés 225

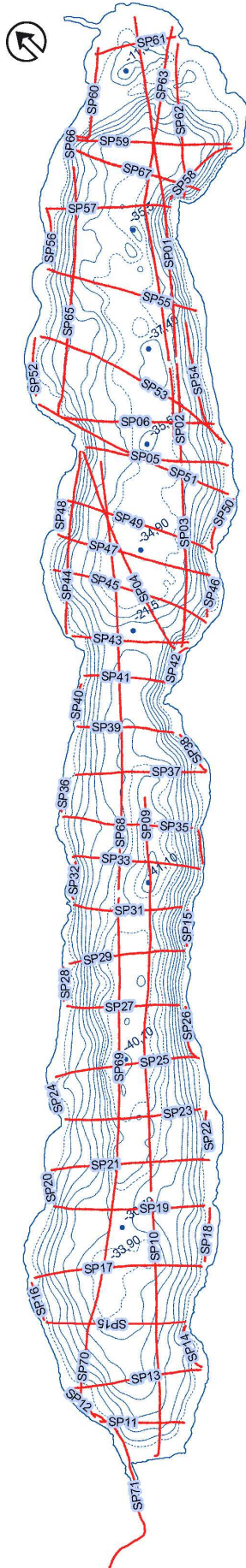
Figure 96. Périodogramme de Lomb établi par l'analyse spectrale du signal granulométrique exprimé en fonction de la profondeur.	226
Figure 97. Signal granulométrique normalisé ; périodogramme de Lomb établi par l'analyse spectrale basique du signal granulométrique normalisé.	228
Figure 98. Indices polliniques d'anthropisation et flux détritique silicaté au cours du dernier millénaire.	231

Conclusion générale

Figure 99. Synthèse des forçages dominant la réponse sédimentaire détritique et authigène de la séquence SP05 depuis 18 000 cal BP.	236
Figure 100. Comparaison entre les réponses détritiques des lacs Saint-Point et Chaillexon, le signal TiO ₂ du lac du Bourget, la synthèse des variations de niveaux lacustres pour la zone du Jura et des Pré-Alpes et les phases de retrait/avancée du glacier d'Aletsch	240

ANNEXES

Annexe A - Prospection sismique du remplissage sédimentaire du lac Saint-Point

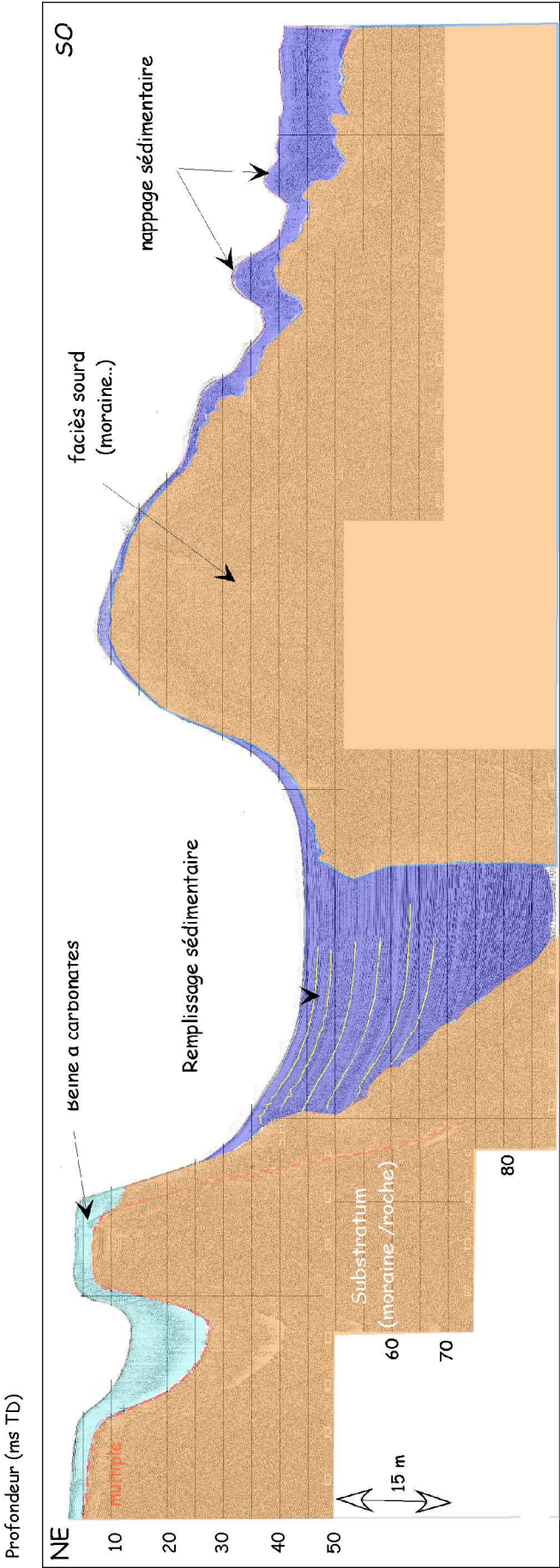
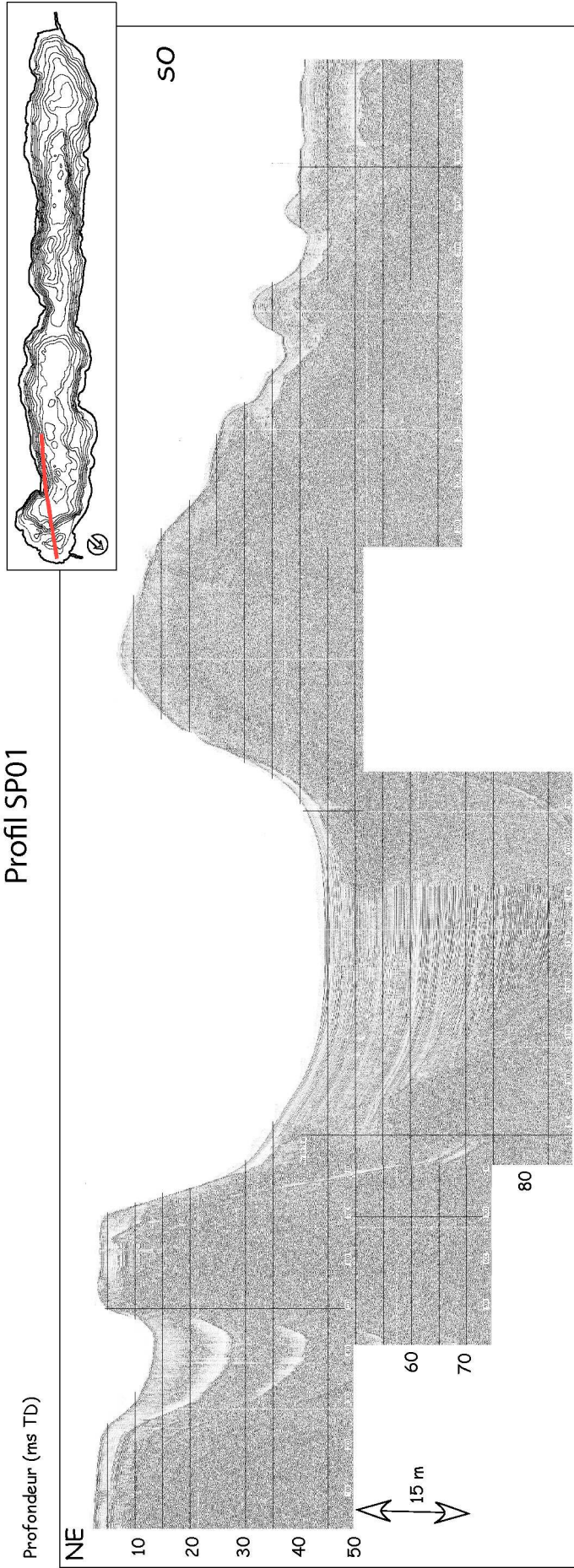


Les principaux objectifs de cette prospection sismique étaient la réalisation d'une carte bathymétrique précise du lac Saint-Point et la détermination d'un lieu de forage propice à l'extraction d'une séquence sédimentaire non-perturbée (séquence SP05).

Cette campagne de prospection sismique (2004) a été réalisée en collaboration avec l'université de Caen. L'emploi d'un *Boomer Seistec IKB* a permis l'acquisition d'une image sismique à haute résolution du remplissage sédimentaire du lac (résolution verticale 25 cm).

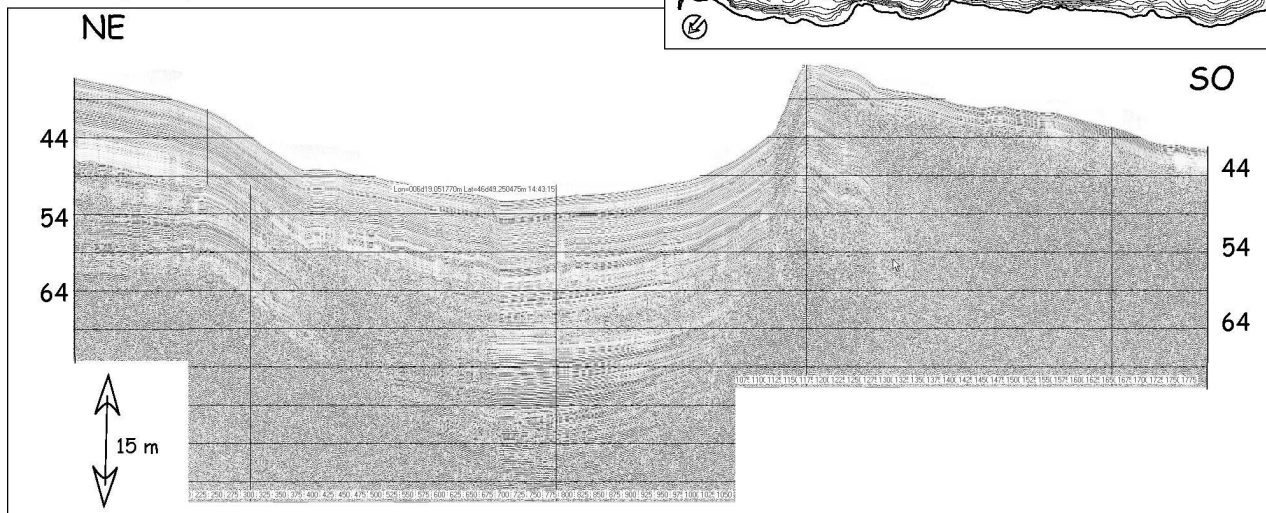
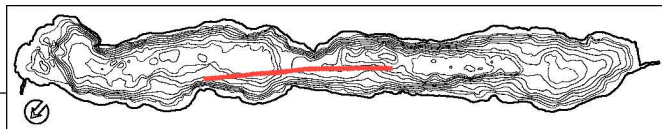
Cette base de données comprend 72 profils quadrillant le lac (près de 46 km de profils en longueurs cumulées). L'interprétation des profils présentés dans ce manuscrit a été effectuée par Agnès Baltzer (université de Caen) ; l'étude détaillée des différents profils fera l'objet d'un travail ultérieur.

A.1 Profils sismiques longitudinaux :
depuis l'aval vers l'amont du lac

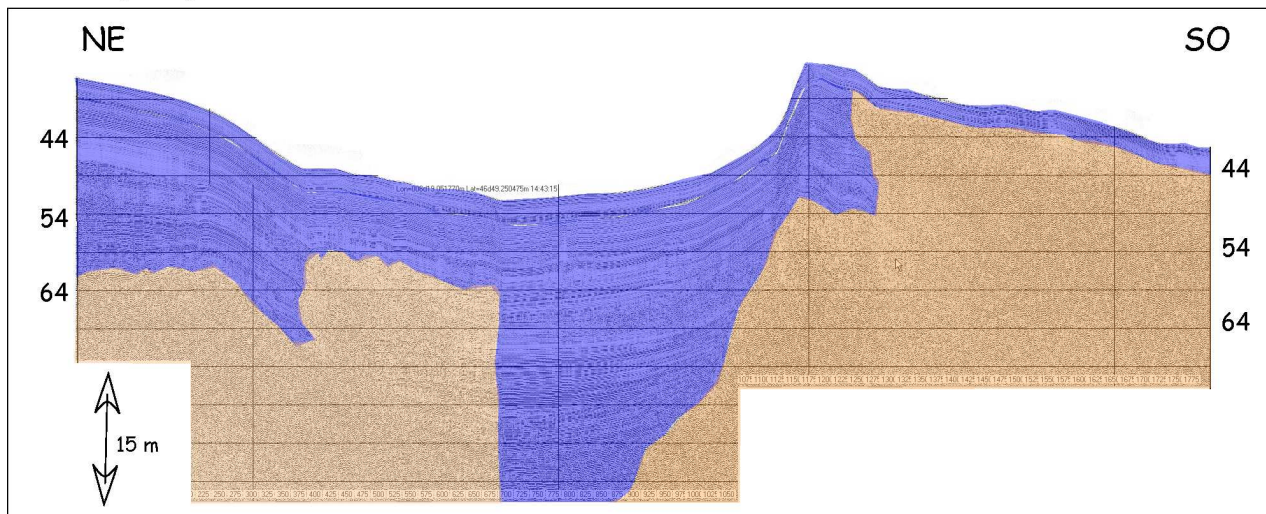


Profondeur (ms TD)

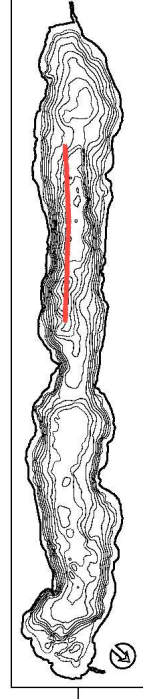
Profil SP68



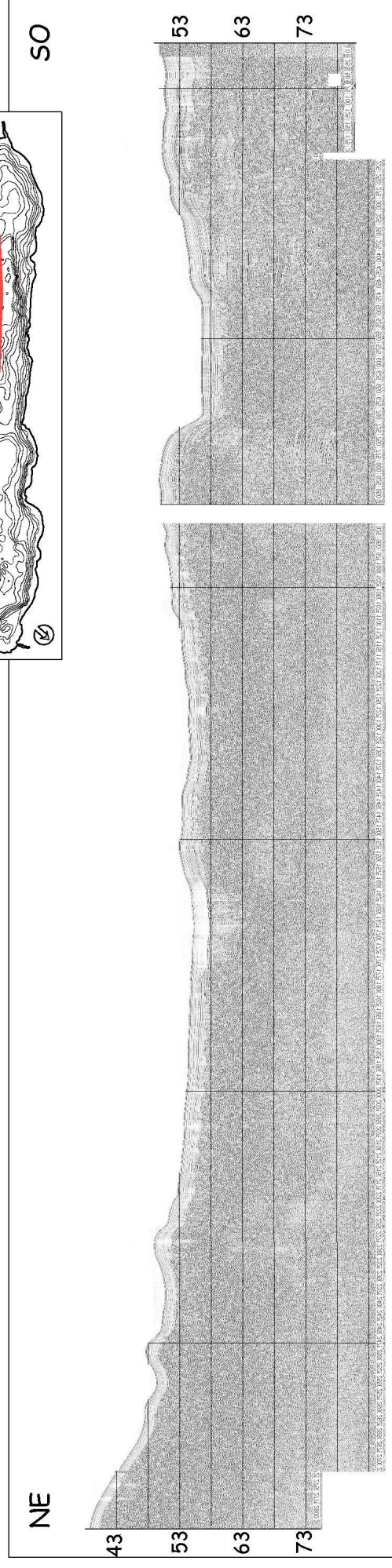
Profondeur (ms TD)



Profil SP09



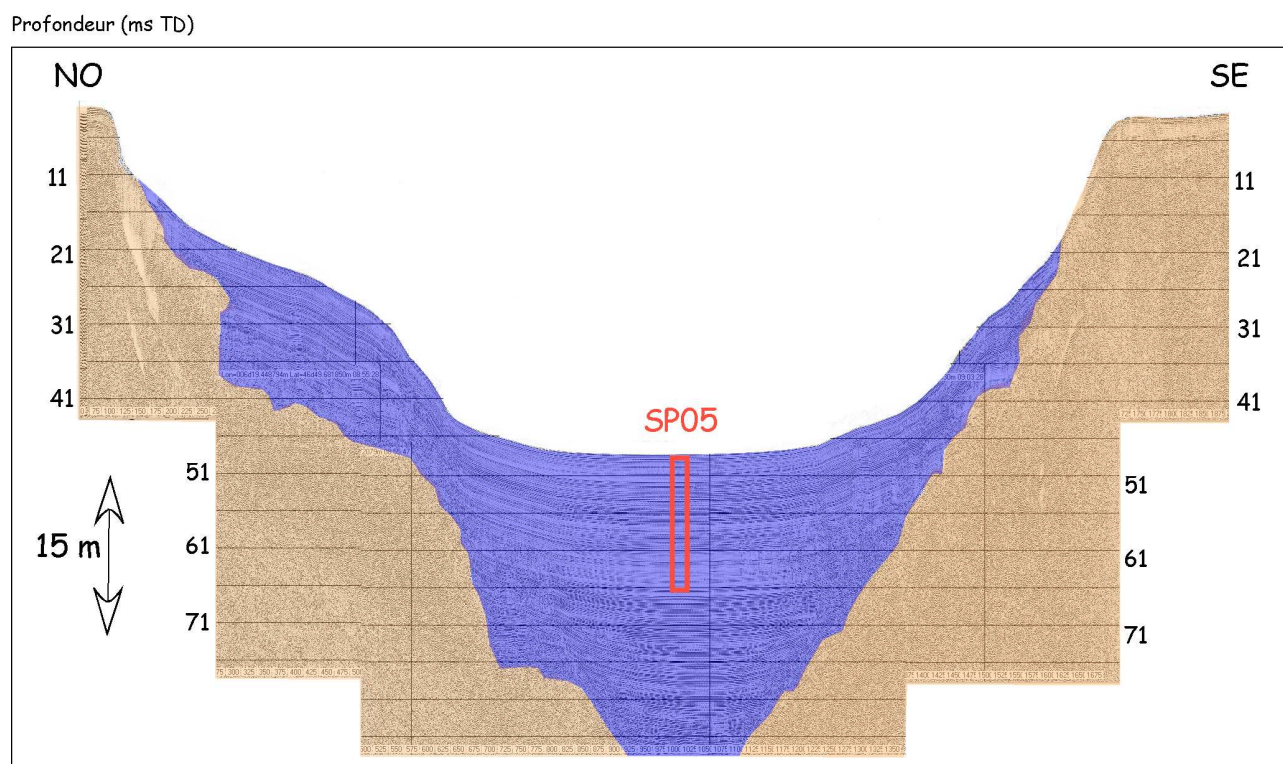
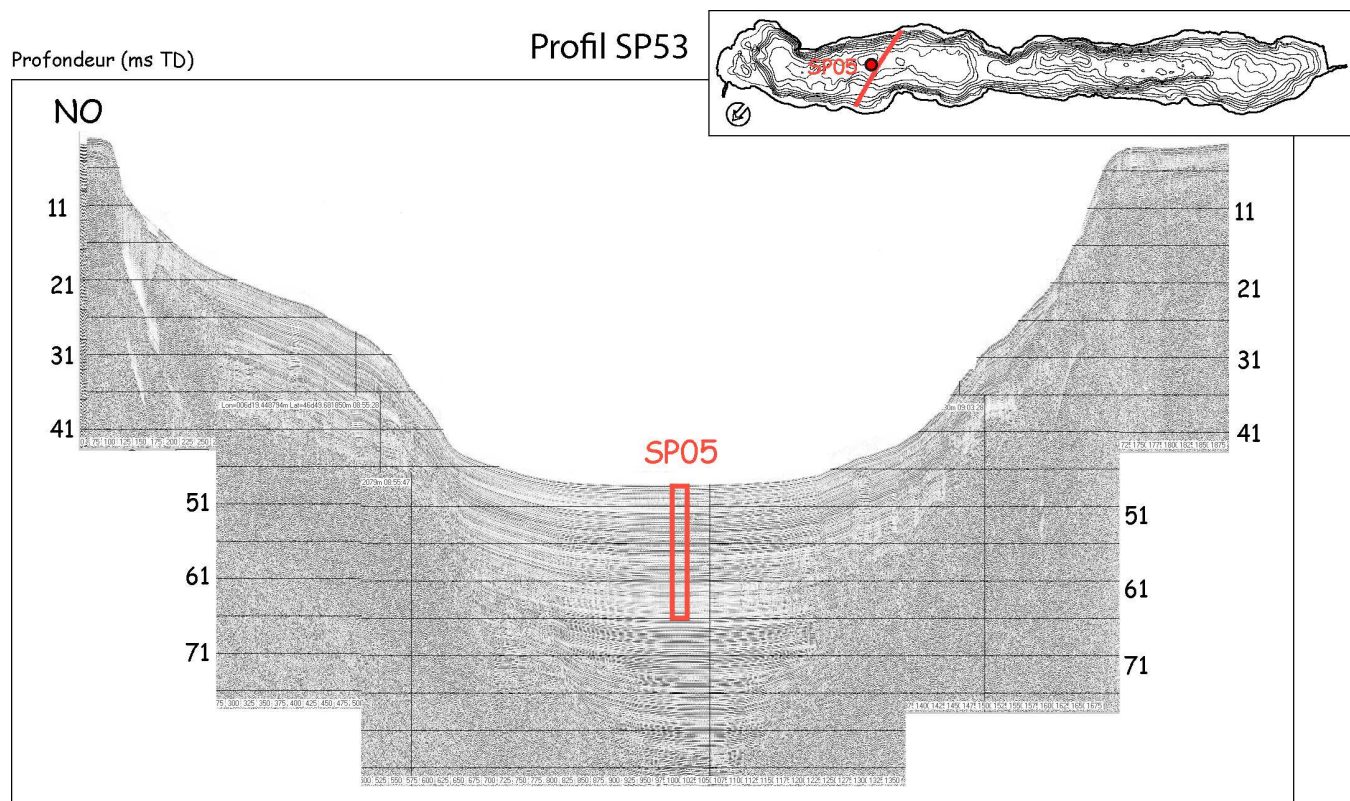
Profondeur (ms TD)



Profondeur (ms TD)



A.2.Profil sismique à l'emplacement de la séquence SP05



Annexe B - Bilan hydrique du lac Saint-Point

B.1. Les termes du bilan hydrique du lac

$$P_{\text{dir.}} + I_{\text{riv.}} + R + I_{\text{sub.}} + I_{\text{sout.}} = O_{\text{surf.}} + O_{\text{sub.}} + O_{\text{sout.}} + E + \Delta V$$
$$P_{\text{ut.}} = P - ETP < P - ETR$$

P_{ut} : pluies utiles ; calculées (voir ci-dessous) ;

P : précipitations ; mesurées ;

ETR : évapotranspiration réelle ; calculée ;

P_{dir.} : précipitations directes au lac ; mesurées ;

I_{riv} / O_{surf.} : apports / sorties par les rivières ; mesurés et calculés (voir ci-dessous) ;

R : ruissellement ; inconnu, négligeable par rapport à I_{riv.} ;

I_{sub} / O_{sub} : apports/pertes d'eaux de subsurface ; inconnus, probablement négligeables par rapport à I_{riv} / O_{surf} ;

I_{sout} / O_{sout} : apports/ pertes souterraines ; inconnus, probablement négligeables par rapport à I_{riv} / O_{surf} ;

E : évaporation ; calculée (voir chapitre VII) ;

ΔV : variation de volume du lac ; faible à l'échelle de l'année.

B.2. Calcul des pluies utiles (Put)

Les pluies utiles (P_{ut}) moyennes annuelles correspondent aux précipitations mesurées, corrigées de l'évapotranspiration réelle (ETR). L'ETR est calculée suivant la formule de Turc (1954) :

$$P_{ut} = P - ETR$$

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \left(\frac{P^2}{L^2}\right)}} \quad \text{avec} \quad L = 300 + 25T + 0,05T^3$$

P : précipitations moyennes annuelles

T : température moyenne annuelle

Les données de précipitations et ETR sont pondérées de leur représentativité à l'échelle du bassin versant, c'est-à-dire selon la distribution moyenne des altitudes dans le bassin versant.

		Altitude	Paramètre	période
2	La Boisseaude	1222 m	Précipitations	Journalier (2006-2007)
	Longevilles	1210 m	ETP	Décadaire (2006-2007)
			Température	Mensuel (2006-2007)
1	Labergement Sainte-Marie	880 m	Précipitations	Journalier (2006-2007)
	Pontarlier (hors bassin versant)	825 m	ETP	Décadaire (2006-2007)
			Températures	Journalier (2006-2007)

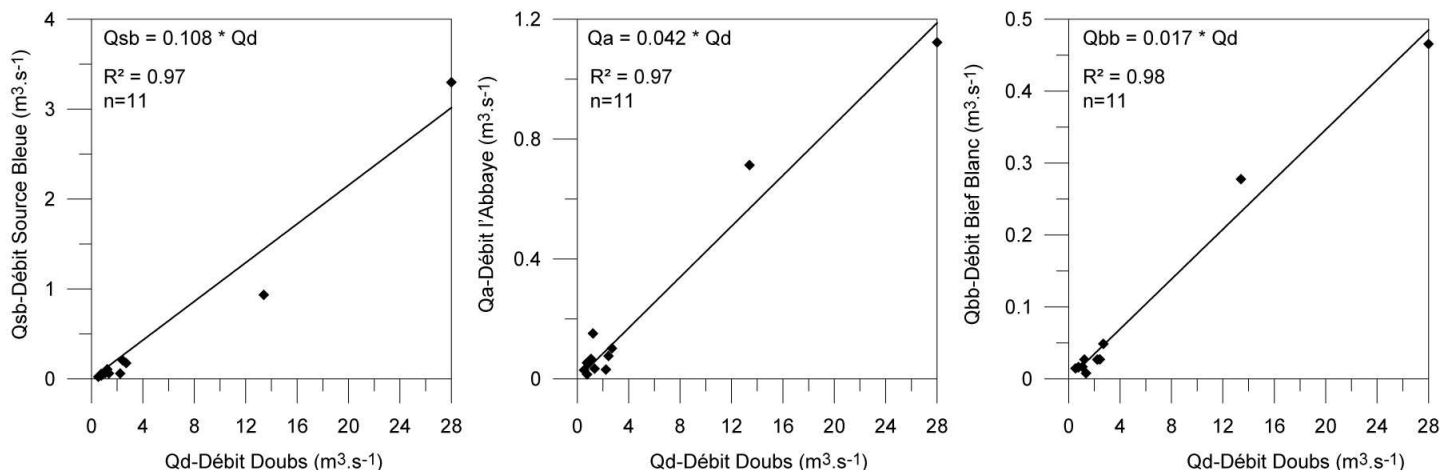
Les stations 1 par leur altitude (sont représentatives de 2/3 de la surface du bassin versant (altitudes < 1000 m), alors que les stations 2 seront considérées représentatives de 1/3 de la surface totale (altitudes > 1000 m).

	P1	P2	ETR 1	ETR 2.	P _{ut} 1	P _{ut} 2
Haut. moyen. an. (mm.a ⁻¹)	1507.5	1574.2	579.9	535.2	927.6	1038.9
Haut. moyen. an. pond. (mm.a ⁻¹)	1540.8		565.0		964.7	
Volume moyen. an. pond. (10 ⁶ m ³ .a ⁻¹)					233.31	

B.3. Estimation des apports par les rivières (I_{riv})

Les tributaires du lac

Outre le Doubs, le lac Saint-Point reçoit les eaux de différents ruisseaux, non mesurés par des stations (la Source Bleue, le ruisseau de l'Abbaye et le Bief Blanc). Un suivi des débits effectués de novembre 2005 à avril 2006 (Rodot, 2005) permet toutefois d'en estimer la contribution. Cette estimation est effectuée par courbe de tarage à partir des mesures de débit du Doubs sur la même période (voir ci-contre).



Les coefficients directeurs des régressions linéaires représentent la proportionnalité entre les débits du Doubs et des différents affluents. Ainsi, les apports par la Source Bleue sont équivalents à 10,8 % des apports par le Doubs.

Les apports par la Taverne (exutoire du lac Remoray), affluent du Doubs

Le débit du Doubs est mesuré par une station en amont de l'arrivée de la Taverne. Ce débit n'est donc pas représentatif du débit entrant dans le lac par l'intermédiaire du Doubs.

Pour pallier ce biais, une estimation du débit de la Taverne a été effectuée à partir des pluies utiles.

Le bassin versant du lac Remoray présente des altitudes majoritairement inférieures à 1000 m. Les hauteurs de pluies utiles correspondront donc aux valeurs calculées à partir des données des stations 1. Le volume des pluies utiles est assimilé au volume supplémentaire apporté par la Taverne au Doubs. Cette estimation suppose une restitution complète des pluies utiles du bassin versant de Remoray par l'intermédiaire de la Taverne. Cette hypothèse génère une surestimation de la contribution de la Taverne, puisqu'elle ne prend pas en considération les variations de volume du lac Remoray et l'infiltration dans le bassin versant.

Ce calcul révèle une contribution supplémentaire équivalente à environ 11,5 % des apports par le Doubs.

Annexe C - Tableau récapitulatif des transitions sédimentaires de la séquence SP05

Transitions	Cote SP05 m	Age cal BP
T7	1.01	750
T6	1.32	1 200
T5	2.02	2 600
<i>T4b</i>	2.87	4 600
<i>T4a</i>	3.21	5 300
T4	3.94	6 300
<i>T3e</i>	4.96	≈ 7 650
<i>T3d</i>	5.26	≈ 8 250
<i>T3c</i>	5.91	≈ 9 400
<i>T3b</i>	6.17	≈ 9 850
<i>T3a</i>	6.27	≈ 10 200
T3	6.45	≈ 11 300
<i>T2b</i>	6.70	≈ 12 900
<i>T2a</i>	6.80	≈ 13 500
T2	7.00	≈ 14 400
<i>T1b</i>	7.17	≈ 15 000
<i>T1a'</i>	7.47	≈ 15 700
<i>T1a</i>	7.57	≈ 15 900
T1	8.71	≈ 18 500
<i>T0b</i>	9.65	-
<i>T0a</i>	10.33	-
T0	11.71	-

Annexe D - Données brutes des différentes analyses

D.1. Données de diffraction rayon X (DRX) sur roche totale

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	Phyllosil.	Quartz	Feldsp.-K	Plagio.-Na (%)	Calcite	Dolomite	Indosés
2,5	-36	0,0	2,0	0,0	0,0	77,0	0,0	21,0
12,5	9	3,9	2,0	0,6	0,1	81,1	0,0	12,2
15,5	25	4,2	2,7	0,0	0,4	91,7	0,0	1,1
26,5	91	10,8	10,0	0,0	0,6	78,3	0,0	0,2
36,5	161	11,2	1,7	0,0	0,0	86,8	0,0	0,3
46,5	234	4,0	2,4	0,0	0,0	92,5	0,0	1,2
56,5	311	0,0	3,7	0,0	0,0	94,3	0,0	2,0
65,5	384	13,4	2,5	0,2	0,2	82,1	0,0	1,6
75,5	473	6,7	0,2	0,0	0,2	85,7	0,0	7,2
86,5	578	8,7	2,4	0,0	0,0	85,6	0,0	3,4
96,5	683	13,3	5,8	0,1	0,9	76,3	0,0	3,6
106,5	800	8,8	3,6	2,6	0,0	65,6	0,0	19,4
116,5	931	9,2	3,1	0,0	0,4	67,0	0,0	20,2
127,5	1094	13,2	3,1	0,4	0,1	60,7	0,0	22,6
134,5	1209	17,1	3,6	0,0	0,2	61,9	0,0	17,2
142,6	1351	0,0	2,1	0,0	0,0	61,7	0,0	36,2
152,6	1537	10,2	2,9	0,5	0,3	56,9	0,0	29,2
162,6	1729	8,6	2,2	0,3	0,0	61,0	0,0	27,8
172,6	1926	14,5	4,2	0,4	0,0	58,7	0,0	22,2
182,6	2133	17,9	2,3	0,4	0,1	50,5	0,0	28,8
192,6	2355	14,4	3,5	0,2	0,2	57,0	0,0	24,8
201,9	2574	15,8	2,9	0,1	0,0	73,7	0,0	7,5
211,9	2815	12,1	2,3	0,5	0,0	73,8	0,0	11,1
222,0	3058	18,6	2,1	0,0	0,4	78,3	0,0	0,6
231,0	3270	0,0	2,1	3,4	0,0	72,7	0,0	21,8
240,7	3498	6,3	2,7	0,4	1,5	76,1	0,0	13,0
252,2	3766	8,5	1,7	0,5	0,4	77,3	0,0	11,5
260,7	3964	14,7	2,5	0,0	0,0	81,6	0,0	1,2
271,7	4222	9,8	1,6	0,0	0,3	79,4	0,0	8,9
280,7	4435	8,0	1,3	1,1	0,4	73,1	0,0	16,0
290,7	4669	4,6	1,7	0,3	0,4	79,4	0,0	13,6
300,7	4894	15,4	2,3	0,0	0,2	80,3	0,0	1,7
310,7	5105	16,8	2,2	0,0	0,2	76,5	0,0	4,4
320,7	5300	8,9	1,3	0,2	0,0	88,8	0,0	0,9
333,3	5523	6,3	1,2	0,2	0,3	89,6	0,0	2,4
344,0	5695	8,6	0,0	0,2	0,0	90,5	0,0	0,7
354,0	5841	12,8	0,0	0,1	0,0	86,3	0,0	0,7
364,0	5974	6,4	2,1	0,0	0,4	90,4	0,0	0,5
383,9	6208	4,4	1,5	0,0	0,0	92,3	0,0	1,8
393,9	6315	0,0	0,0	0,0	0,0	97,6	0,0	2,4
403,9	6418	7,7	2,6	0,0	0,0	85,8	0,0	4,0
413,9	6521	0,0	0,0	0,0	0,0	97,2	0,0	2,8
423,9	6625	0,0	0,0	0,0	0,0	99,0	0,0	1,0
433,9	6733	0,0	0,0	0,0	0,0	98,0	0,0	2,0
447,7	6893	16,8	0,0	0,0	0,0	82,9	0,0	0,3
477,7	7319	3,3	0,0	0,0	0,0	95,6	0,0	1,2
487,7	7494	0,0	0,0	0,0	0,0	97,3	0,0	2,7
496,2	7655	11,2	0,0	0,0	0,0	84,8	0,0	4,0
516,1	8050	3,4	0,0	0,6	0,0	92,5	0,0	3,4
526,1	8252	15,2	0,0	0,0	0,0	84,6	0,0	0,2
535,6	8443	7,8	0,0	0,5	0,3	91,5	0,0	-0,1
545,6	8640	0,0	7,9	0,0	0,0	91,2	0,0	0,9
555,6	8829	1,8	0,0	0,2	0,1	97,3	0,0	0,5
565,6	9003	2,6	2,5	1,5	0,0	92,4	0,0	1,0
574,6	9149	5,7	0,0	0,3	0,2	93,1	0,0	0,7
584,5	9300	2,0	0,0	0,3	0,0	95,8	0,0	1,9
594,5	9444	2,2	0,0	0,0	0,0	95,8	0,0	2,0
604,5	9595	2,4	0,0	0,0	0,0	97,5	0,0	0,2
614,5	9793	6,0	0,0	0,0	0,0	93,7	0,0	0,4
624,3	10088	4,0	0,0	0,0	0,0	94,7	0,0	1,4
634,3	10563	2,6	0,0	0,3	0,2	95,5	0,0	1,4
641,3	11002	8,1	2,1	0,0	0,0	88,0	0,0	1,7
648,3	11483	9,3	8,9	0,0	0,0	81,7	0,0	0,1
658,3	12176	11,0	8,5	0,2	0,7	64,3	0,0	15,2
666,8	12731	15,4	9,1	0,3	0,9	70,2	0,0	4,0
670,1	12930	0,0	6,0	0,7	0,5	80,1	0,0	12,7
680,1	13486	13,0	4,8	0,6	0,6	70,3	1,6	9,2
690,1	13975	17,9	22,0	0,7	3,3	56,1	0,0	0,1
700,1	14397	18,1	5,2	0,0	0,0	65,8	0,0	10,9

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	Phyllosil.	Quartz	Feldsp.-K	Plagio.-Na	Calcite	Dolomite	Indosés
		(%)						
707,5	14668	7,3	11,3	0,0	0,0	79,5	0,0	1,8
717,5	14984	16,4	10,5	0,0	0,0	69,3	0,0	3,9
727,5	15247	10,0	9,5	0,2	0,5	79,7	0,0	0,2
737,5	15473	12,4	9,5	0,1	1,2	67,6	0,0	9,2
747,5	15677	14,8	11,6	0,8	0,7	65,8	0,0	6,3
757,5	15876	8,3	13,8	0,4	0,4	73,2	1,7	2,2
764,5	16014	16,7	9,0	0,4	0,8	59,5	0,0	13,6
773,5	16195	8,5	9,0	0,2	0,2	67,6	0,0	14,5
783,5	16403	8,4	9,5	0,2	0,3	80,8	0,0	0,7
793,5	16620	7,5	9,5	0,0	0,0	80,6	0,0	2,5
803,5	16844	10,0	18,5	0,0	0,0	67,7	0,0	3,9
813,5	17074	9,8	8,7	4,5	3,3	68,3	0,0	5,6
821,5	17262	8,7	6,2	0,6	0,4	82,7	0,0	1,4
831,5	17500	5,9	11,9	0,4	0,4	77,7	0,0	3,6
841,5	17742	9,3	11,9	0,3	2,4	74,2	0,0	1,9
851,5	17986	8,7	12,4	0,7	0,5	72,3	4,0	1,4
861,5	18232	0,0	9,0	3,9	3,0	80,9	0,0	3,3
871,5	18477	7,1	4,8	0,1	0,9	79,2	0,0	7,8
880,5		7,7	4,8	0,2	0,2	82,5	0,0	4,7
890,5		4,0	7,5	0,6	0,3	84,7	0,0	3,0
900,5		7,4	6,2	0,1	0,0	85,3	0,0	0,9
910,5		17,0	8,9	0,0	0,0	73,7	0,0	0,4
920,5		8,7	6,9	0,5	0,6	83,0	0,0	0,2
930,5		6,9	6,9	0,1	0,0	80,8	0,0	5,3
940,5		10,2	4,2	0,4	0,3	74,0	1,8	9,0
947,0		13,6	5,5	0,5	0,1	75,6	0,0	4,7
955,2		7,0	18,6	0,6	0,2	73,5	0,0	0,1
965,2		14,5	4,9	0,8	0,4	73,0	0,0	6,4
975,2		10,0	3,7	3,9	0,0	79,0	3,1	0,2
985,2		12,7	3,8	0,7	0,4	75,0	0,0	7,4
993,4		12,1	3,8	0,0	0,2	78,7	0,0	5,2
1003,4		9,3	5,3	5,5	0,0	78,0	1,2	0,7
1013,4		17,2	4,7	0,6	0,1	75,5	1,5	0,3
1023,4		12,8	9,2	0,0	0,0	78,0	0,0	0,0
1033,4		9,3	4,4	0,8	0,5	84,4	0,0	0,6
1043,4		5,2	4,4	0,0	0,3	83,8	0,0	6,3
1053,2		5,5	5,3	0,5	0,4	82,1	0,0	6,2
1063,2		7,7	5,3	0,3	0,0	81,1	0,0	5,6
1073,2		10,2	2,4	0,4	0,3	82,3	0,0	4,5
1083,2		11,5	6,1	0,0	0,0	80,4	0,0	2,1
1093,2		11,7	6,6	0,0	0,0	80,5	0,0	1,3
1103,2		14,4	2,6	2,5	0,0	75,2	0,0	5,4
1123,2		10,4	5,0	0,0	0,0	82,9	0,0	1,7
1133,2		7,3	2,7	0,4	0,4	85,4	0,0	3,8
1142,2		6,2	2,7	0,0	0,0	84,9	0,0	6,3
1151,2		13,7	3,7	0,0	0,0	77,5	0,0	5,1
1161,2		9,2	4,4	0,4	0,3	85,7	0,0	0,1
1171,2		12,8	3,2	0,0	1,1	73,0	0,0	9,9
1181,2		19,4	10,4	0,2	0,0	67,2	2,4	0,4
1191,2		6,7	11,5	5,5	4,2	64,3	6,9	0,9
1201,2		0,0	2,6	4,6	0,0	90,8	1,8	0,2
1211,2		10,8	4,8	0,0	0,0	80,5	3,6	0,1
1219,2		19,3	4,5	0,0	0,3	73,2	2,2	0,4
1230,2		12,2	4,6	0,0	0,0	80,3	0,0	2,9

D.2. Données de diffraction rayon X (DRX) sur la fraction silicatée

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	Chlorite	Illite	Smectite	Kaolinite (%)	Interst. rég.	Interst. irrég.	Intergrades
2,5	-36	35,6	23,1	0	17,6	23,7	0	0
12,5	9	34,1	30,0	0	17,3	0	0	18,6
15,5	25	16,7	19,1	0	13,4	0	0	50,8
36,5	161	29,5	26,3	0	30,7	0	0	13,5
46,5	234	18,5	42,5	0	21,8	0	0	17,3
56,5	311	33,0	26,0	0	20,1	0	0	20,9
65,5	384	35,5	31,6	0	19,9	0	13,0	0
75,5	473	32,3	19,0	16,4	17,2	0	15,0	0
96,5	683	18,7	21,1	35,6	11,1	11,1	2,7	0
106,5	800	44,9	28,7	0	12,9	0	13,5	0
116,5	931	33,2	27,5	0	12,1	0	27,2	0
127,5	1094	37,0	21,2	0	20,7	0	21,0	0
134,5	1209	28,6	23,1	11,7	16,3	20,3	0	0
142,6	1351	39,9	23,6	6,5	17,0	0	13,1	0
152,6	1537	27,4	24,2	11,5	17,0	13,7	6,2	0
162,6	1729	31,4	26,0	13,1	22,5	0	7,0	0
172,6	1926	23,8	25,2	19,5	60,7	60,4	2,3	0
182,6	2133	35,4	17,0	15,7	15,1	0	16,9	0
192,6	2355	27,2	21,5	0	15,6	18,9	16,8	0
201,9	2574	27,9	18,8	23,4	23,7	0	6,3	0
211,9	2815	20,4	21,5	17,5	18,4	16,7	5,5	0
222,0	3058	23,8	17,9	10,4	15,2	19,6	13,6	0
231,0	3270	27,8	19,9	12,9	15,6	17,0	6,9	0
240,7	3498	44,3	22,1	60,7	18,9	0	0	0
252,2	3766	35,4	32,0	0	18,7	0	14,0	0
260,7	3964	32,7	28,0	3,1	16,0	0	20,2	0
280,7	4435	28,3	25,9	0	16,8	16,2	12,8	0
300,7	4894	30,3	19,8	0	15,2	17,9	16,8	0
310,7	5105	33,9	25,3	6,1	18,1	0	16,6	0
320,7	5300	32,3	24,5	60,9	18,8	0	9,5	0
333,3	5523	26,3	25,8	18,5	23,9	0	5,6	0
344,0	5695	28,5	24,8	21,5	16,7	0	8,5	0
354,0	5841	35,0	21,0	12,7	16,7	11,3	3,3	0
364,0	5974	31,4	30,3	7,9	17,5	0	12,8	0
373,0	6084	23,0	32,1	11,1	25,6	0	8,6	0
383,9	6208	60,6	52,3	0	22,6	0	10,5	0
393,9	6315	24,9	45,6	0	20,8	0	8,7	0
403,9	6418	22,7	52,9	0	19,8	0	4,6	0
423,9	6625	17,4	42,3	0	27,2	7,6	5,6	0
433,9	6733	60,2	58,0	0	23,9	0	3,9	0
447,7	6893	60,8	48,6	0	24,8	6,8	5,0	0
477,7	7319	23,4	32,3	60,1	18,5	8,8	2,9	0
496,2	7655	17,6	49,0	13,9	19,5	0	0	0
506,0	7848	19,0	52,3	4,3	20,4	0	4,0	0
516,1	8050	60,1	40,9	11,9	22,2	9,7	1,2	0
526,1	8252	60,3	51,0	0	28,3	0	6,3	0
535,6	8443	17,7	50,4	0	25,0	0	6,9	0
555,6	8829	16,1	48,3	24,7	8,6	0	2,3	0
565,6	9003	12,9	46,3	0	34,9	0	5,9	0
574,6	9149	12,7	50,9	0	24,4	6,2	5,8	0
584,5	9300	17,0	50,1	0	25,8	0	7,1	0
594,5	9444	13,4	54,0	0	25,2	0	7,3	0
604,5	9595	16,1	49,5	0	25,9	0	8,5	0
614,5	9793	9,6	59,6	5,3	25,3	0	0,1	0
624,3	10088	19,4	44,0	0	24,0	6,4	6,1	0
634,3	10563	19,0	51,0	0	20,2	6,0	3,9	0
641,3	11002	13,3	43,2	10,3	25,0	8,2	0	0
648,3	11483	12,6	35,2	22,0	25,6	5,6	0	0
658,3	12176	8,1	39,6	16,1	35,2	1,1	0	0
670,1	12930	17,1	37,2	15,6	23,6	6,5	0	0
680,1	13486	12,6	32,8	26,1	24,1	4,5	0	0
690,1	13975	16,1	40,1	13,7	17,2	8,4	4,5	0
700,1	14397	9,5	32,6	17,8	33,2	7,0	0	0
707,5	14668	16,9	47,5	7,9	16,8	0	10,9	0
717,5	14984	11,6	28,8	36,3	19,3	3,9	0	0
727,5	15247	22,1	31,9	9,3	20,1	0	16,7	0
737,5	15473	25,4	31,6	19,7	23,4	0	0	0
747,5	15677	18,4	55,1	0	26,6	0	0	0
757,5	15876	11,4	30,6	31,5	20,0	6,5	0	0
764,5	16014	15,1	34,0	3,3	28,1	10,8	8,7	0

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	Chlorite	Illite	Smectite	Kaolinite (%)	Interst. rég.	Interst. irrég.	Intergrades
773,5	16195	10,4	41,2	21,1	22,3	5,0	0	0
793,5	16620	12,5	41,9	12,4	27,3	0	5,8	0
813,5	17074	10,1	50,1	13,0	24,0	2,8	0	0
821,5	17262	13,8	38,8	21,6	21,0	4,8	0	0
831,5	17500	8,9	42,2	22,3	21,9	4,8	0	0
841,5	17742	18,7	31,8	10,6	15,6	10,2	13,1	0
851,5	17986	15,2	47,8	0	19,1	7,9	9,9	0
861,5	18232	18,0	43,4	0	24,8	5,5	8,3	0
871,5	18477	13,3	33,7	27,2	25,7	0	0	0
880,5		11,7	38,1	28,3	21,9	0	0	0
890,5		17,6	41,7	12,1	26,5	0	2,2	0
900,5		16,0	36,4	20,3	23,9	0	3,3	0
910,5		19,2	39,1	11,7	25,5	0	4,5	0
920,5		9,7	49,0	18,1	23,2	0	0	0
930,5		9,7	51,5	18,0	17,4	3,5	0	0
940,5		11,2	49,5	18,2	19,6	1,5	0	0
947,0		10,8	49,0	11,1	16,4	6,0	6,7	0
955,2		9,7	27,7	39,7	17,9	5,1	0	0
965,2		9,6	44,6	29,3	60,3	2,7	0	0
975,2		12,7	36,2	35,6	15,4	0	0	0
985,2		60,6	44,6	15,8	60,1	7,0	4,1	0
993,4		10,6	41,7	15,4	28,4	0	4,0	0
1003,4		16,1	49,1	9,8	21,3	0	3,8	0
1013,4		10,1	40,7	36,8	12,4	0	0	0
1033,4		60,1	54,4	8,3	15,8	0	7,4	0
1043,4		11,1	48,6	18,8	18,2	0	3,3	0
1053,2		7,6	38,0	43,1	11,3	0	0	0
1073,2		60,8	55,3	0	23,7	0	6,2	0
1083,2		13,1	69,7	0	11,6	0	5,6	0
1093,2		12,3	64,9	6,9	10,6	0	5,3	0
1103,2		17,7	50,6	15,4	12,2	0	4,1	0
1123,2		11,9	40,2	25,9	15,9	3,5	2,6	0
1133,2		13,1	45,1	25,3	16,4	0	0	0
1142,2		15,6	38,5	29,2	60,7	2,0	0	0
1151,2		13,6	39,4	30,6	12,3	0	4,1	0
1161,2		13,5	37,0	32,7	12,2	0	4,6	0
1171,2		12,0	42,0	27,1	15,1	3,9	0	0
1181,2		10,5	31,4	38,8	13,6	4,9	0	0
1191,2		11,3	50,6	24,0	11,7	0	2,4	0
1201,2		11,3	39,7	33,5	15,5	0	0	0
1211,2		8,8	39,6	37,8	11,1	2,6	0	0
1219,2		8,1	45,4	26,3	16,5	3,7	0	0
1230,2		11,9	53,6	10,8	15,1	5,3	3,4	0

D.3. Données de spectrométrie de fluorescence X (XRF)

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	L.O.I.	Total
		(% massique)											
2,5	-36	13,0	3,2	4,2	0,1	0,7	36,8	0,1	0,4	0,1	0,8	38,4	97,9
7,5	-20	11,2	3,1	3,5	0,2	0,5	39,8	0,0	0,2	0,2	0,4	38,7	97,8
12,5	9	11,9	3,7	3,6	0,2	0,6	39,8	0,1	0,5	0,2	0,2	37,8	98,6
15,5	25	5,9	2,0	2,1	0,1	0,5	46,5	0,1	0,3	0,1	0,1	41,0	98,6
21,5	57	6,7	2,0	1,9	0,1	0,4	45,9	0,0	0,0	0,1	0,1	41,2	98,4
26,5	91	7,8	2,6	2,1	0,1	0,5	45,4	0,1	0,4	0,1	0,1	39,9	99,1
31,5	126	8,1	2,6	2,2	0,1	0,5	45,9	0,0	0,2	0,1	0,1	40,0	99,8
36,5	161	7,5	2,6	2,1	0,1	0,5	45,6	0,1	0,3	0,1	0,1	40,1	99,1
41,5	197	7,9	2,7	2,4	0,1	0,5	45,0	0,1	0,2	0,1	0,1	40,0	99,0
46,5	234	8,1	2,8	2,3	0,1	0,6	44,8	0,1	0,3	0,1	0,1	39,7	99,0
51,5	272	9,4	3,3	2,7	0,1	0,6	43,2	0,1	0,3	0,1	0,2	39,1	99,1
56,5	311	10,5	3,6	2,7	0,1	0,8	41,6	0,1	0,4	0,2	0,2	36,9	96,9
61,5	351	13,8	4,9	3,6	0,1	0,8	38,4	0,1	0,5	0,2	0,2	36,6	99,1
65,5	384	11,5	4,1	3,1	0,1	0,7	40,5	0,1	0,4	0,2	0,2	36,5	97,4
70,5	428	10,8	3,9	3,1	0,1	0,7	41,4	0,1	0,3	0,2	0,2	38,4	99,2
75,5	473	10,4	3,8	2,7	0,1	0,7	41,7	0,1	0,3	0,2	0,2	37,9	98,0
80,5	519	12,1	4,6	3,3	0,1	0,8	39,8	0,1	0,4	0,2	0,2	37,8	99,2
86,5	578	11,5	4,3	3,2	0,1	0,8	39,8	0,1	0,3	0,2	0,2	37,4	97,8
91,5	629	13,1	4,9	3,2	0,1	0,8	38,9	0,1	0,4	0,2	0,2	37,3	99,1
96,5	683	16,1	6,0	3,6	0,1	0,9	34,9	0,1	0,7	0,3	0,2	35,9	99,0
101,5	740	17,5	6,8	4,0	0,1	0,9	33,2	0,1	0,7	0,3	0,3	35,1	98,9
106,5	800	17,9	7,2	4,3	0,1	1,0	31,5	0,1	0,8	0,3	0,3	35,3	98,7
111,5	863	18,7	7,9	4,8	0,1	1,0	30,7	0,2	0,7	0,3	0,3	34,7	99,4
116,5	931	16,6	7,1	4,7	0,1	1,1	31,5	0,1	0,8	0,3	0,3	35,8	98,3
121,5	1002	18,2	8,0	5,0	0,1	1,1	29,6	0,1	0,3	0,3	0,3	35,6	98,5
127,5	1094	19,5	8,6	5,5	0,1	1,2	27,4	0,2	1,0	0,3	0,3	34,2	98,3
132,5	1175	20,4	9,1	6,0	0,1	1,2	26,0	0,2	1,0	0,3	0,3	33,2	97,6
134,5	1209	16,1	6,9	5,2	0,1	1,1	31,2	0,2	0,7	0,2	0,2	36,0	98,0
137,6	1262	17,7	7,7	4,9	0,1	1,1	30,7	0,1	0,8	0,3	0,3	35,3	98,9
142,6	1351	20,3	9,0	5,4	0,1	1,3	26,9	0,0	1,1	0,3	0,3	33,7	98,4
147,6	1443	18,1	8,0	5,0	0,1	1,1	26,2	0,1	0,8	0,3	0,3	39,2	99,1
152,6	1537	17,6	8,0	4,7	0,1	1,1	30,0	0,1	0,8	0,3	0,3	35,6	98,4
157,6	1632	17,4	7,6	4,9	0,1	1,1	30,9	0,1	0,7	0,3	0,3	35,4	98,7
162,6	1729	17,5	7,6	4,3	0,1	1,1	30,4	0,0	0,9	0,3	0,2	35,7	98,0
167,6	1826	17,3	7,6	4,3	0,1	1,0	32,3	0,1	0,7	0,3	0,3	35,6	99,4
172,6	1926	18,0	7,8	4,4	0,1	1,1	30,9	0,1	0,8	0,3	0,3	35,2	98,8
177,6	2028	20,2	8,9	5,3	0,1	1,2	27,6	0,1	1,0	0,3	0,3	33,9	98,8
182,6	2133	19,3	8,5	5,2	0,1	1,2	28,6	0,0	1,0	0,3	0,3	34,2	98,6
187,6	2242	17,9	7,8	4,8	0,1	1,1	30,5	0,1	0,7	0,3	0,3	35,4	98,8
192,6	2355	17,7	7,7	4,4	0,1	1,1	31,0	0,0	0,9	0,3	0,2	35,3	98,7

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	L.O.I.	Total
		(% massique)											
197,6	2471	17,1	7,5	4,3	0,1	1,0	31,8	0,1	0,7	0,3	0,2	35,8	98,9
201,9	2574	15,5	6,8	4,1	0,1	1,0	33,4	0,0	0,6	0,2	0,2	36,7	98,7
206,9	2694	16,0	7,1	4,1	0,1	1,0	33,4	0,1	0,5	0,2	0,2	36,5	99,1
211,9	2815	15,3	6,6	3,8	0,1	1,0	33,5	0,0	0,6	0,2	0,2	37,4	98,8
216,0	2914	15,3	6,7	3,9	0,1	0,9	33,9	0,1	0,5	0,2	0,2	37,2	99,0
219,0	2986	14,0	6,2	3,7	0,1	0,9	34,9	0,1	0,5	0,2	0,2	37,8	98,6
222,0	3058	14,8	6,4	3,7	0,1	1,0	34,4	0,1	0,4	0,2	0,2	37,4	98,7
225,0	3129	15,3	6,7	3,8	0,1	1,0	33,8	0,1	0,5	0,2	0,2	37,3	98,8
228,0	3200	14,9	6,6	3,9	0,1	0,9	33,9	0,1	0,5	0,2	0,2	37,6	98,8
231,0	3270	15,2	6,7	3,7	0,0	1,0	33,7	0,0	0,7	0,2	0,2	37,3	98,8
234,0	3341	15,1	6,7	3,8	0,1	0,9	33,8	0,1	0,5	0,2	0,2	37,5	99,0
240,7	3498	15,0	6,6	3,6	0,1	1,0	34,4	0,0	0,6	0,2	0,2	37,4	99,0
243,7	3568	13,4	6,0	3,3	0,1	0,9	35,8	0,1	0,4	0,2	0,2	37,9	98,3
246,7	3638	14,7	6,5	3,5	0,0	0,9	34,5	0,1	0,6	0,2	0,2	37,4	98,7
249,2	3696	12,8	5,6	3,3	0,0	0,9	36,0	0,1	0,5	0,2	0,2	38,1	97,6
252,2	3766	14,4	6,3	3,5	0,0	1,0	34,8		0,7	0,2	0,2	37,2	98,3
255,2	3836	15,7	6,9	3,9	0,0	1,0	33,3	0,1	0,6	0,2	0,2	36,6	98,6
258,2	3906	15,1	6,7	3,8	0,0	1,0	34,2	0,1	0,5	0,2	0,2	36,8	98,6
260,7	3964	13,4	5,8	3,2	0,0	0,9	36,4	0,0	0,5	0,2	0,2	37,8	98,5
263,7	4034	12,9	5,6	3,1	0,0	0,9	37,1	0,1	0,3	0,2	0,2	38,0	98,4
268,2	4140	14,6	6,4	3,4	0,0	0,9	35,2	0,1	0,4	0,2	0,2	37,5	98,9
271,7	4222	11,7	5,2	2,9	0,0	0,9	37,2		0,4	0,2	0,2	38,3	96,9
274,7	4293	13,5	6,0	3,2	0,0	0,9	36,9	0,1	0,2	0,2	0,2	37,7	99,0
277,7	4364	13,1	5,8	3,2	0,0	0,9	36,7	0,1	0,4	0,2	0,2	37,7	98,3
280,7	4435	13,0	5,7	3,1	0,0	0,9	36,6		0,5	0,2	0,2	37,8	98,1
283,7	4506	12,4	5,4	3,0	0,0	0,8	37,7	0,1	0,3	0,2	0,2	38,1	98,4
286,7	4577	12,1	5,1	2,9	0,0	0,8	38,1	0,2	0,2	0,2	0,2	38,4	98,3
290,7	4669	11,0	4,6	2,5	0,0	0,8	39,7	0,0	0,5	0,2	0,2	38,6	98,1
293,7	4738	11,3	4,8	2,7	0,0	0,8	39,0	0,1	0,2	0,2	0,2	38,2	97,6
296,7	4806	10,9	4,7	2,5	0,0	0,8	39,7	0,1	0,2	0,2	0,2	38,3	97,5
300,7	4894	12,1	5,2	2,7	0,0	0,8	38,6	0,0	0,5	0,2	0,2	37,9	98,2
303,7	4959	11,5	5,0	2,8	0,0	0,8	38,7	0,1	0,3	0,2	0,2	38,2	97,7
306,7	5023	10,3	4,5	2,5	0,0	0,7	40,0	0,1	0,2	0,2	0,2	38,3	96,9
310,7	5105	9,4	4,1	2,1	0,0	0,7	41,4	0,0	0,4	0,1	0,2	38,7	97,2
313,7	5165	9,3	4,0	2,2	0,0	0,7	41,9	0,1	0,2	0,1	0,1	39,3	97,8
316,7	5224	10,3	4,4	2,2	0,0	0,7	41,6	0,1	0,2	0,2	0,1	38,6	98,5
320,7	5300	8,7	3,6	1,8	0,0	0,7	44,2		0,3	0,1	0,1	38,0	97,6
323,7	5355	7,7	3,1	1,7	0,0	0,6	45,0	0,1	0,2	0,1	0,1	39,6	98,1
326,7	5409	8,1	3,3	1,7	0,0	0,6	44,6	0,1	0,2	0,1	0,1	39,2	98,0
333,3	5523	7,7	3,0	1,5	0,0	0,6	45,6		0,2	0,1	0,1	38,4	97,4

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	L.O.I.	Total
		(% massique)											
339,0	5617	6,4	2,5	1,3	0,0	0,5	46,8	0,1	0,2	0,1	0,1	40,0	98,1
344,0	5695	5,9	2,3	1,3	0,0	0,5	47,9		0,2	0,1	0,1	39,0	97,3
349,0	5770	5,2	2,1	1,2	0,0	0,5	47,8	0,1	0,2	0,1	0,1	40,3	97,4
354,0	5841	4,8	1,9	1,0	0,0	0,5	49,3		0,2	0,1	0,1	39,2	97,1
359,0	5909	4,6	1,8	1,0	0,0	0,5	49,0	0,0	0,1	0,1	0,1	40,8	98,0
364,0	5974	4,2	1,6	0,9	0,0	0,5	50,1		0,2	0,1	0,1	39,5	97,0
369,0	6036	3,7	1,4	0,8	0,0	0,4	50,0	0,0	0,2	0,1	0,1	41,1	97,7
378,9	6152	4,5	1,7	1,0	0,0	0,4	50,0	0,0	0,1	0,1	0,1	42,1	100,1
383,9	6208	3,9	1,4	0,8	0,0	0,4	50,9	0,0	0,2	0,1	0,1	42,3	100,0
388,9	6262	4,2	1,6	0,9	0,0	0,4	50,4	0,0	0,2	0,1	0,1	42,2	100,1
393,9	6315	3,7	1,3	0,8	0,0	0,4	51,2	0,0	0,2	0,1	0,1	42,4	100,0
398,9	6367	4,1	1,5	0,9	0,0	0,4	50,6	0,0	0,2	0,1	0,1	42,2	100,1
403,9	6418	3,3	1,2	0,7	0,0	0,4	51,6	0,0	0,2	0,1	0,1	42,6	100,1
408,9	6469	3,4	1,2	0,7	0,0	0,4	51,5	0,0	0,1	0,1	0,1	42,6	100,2
413,9	6521	3,0	1,1	0,7	0,0	0,4	51,9	0,0	0,1	0,0	0,1	42,8	100,0
418,9	6572	2,8	1,0	0,7	0,0	0,4	52,2	0,0	0,1	0,0	0,1	42,9	100,2
423,9	6625	3,0	1,0	0,6	0,0	0,4	51,8	0,1	0,2	0,0	0,1	42,8	99,9
428,9	6678	2,7	1,0	0,6	0,0	0,4	52,2	0,0	0,1	0,0	0,1	43,0	100,1
433,9	6733	2,5	0,9	0,6	0,0	0,3	51,5	0,0	0,1	0,0	0,0	43,1	99,1
442,7	6833	2,6	0,9	0,6	0,0	0,4	52,2	0,0	0,1	0,0	0,0	42,9	99,7
447,7	6893	2,7	1,0	0,6	0,0	0,4	52,2	0,0	0,1	0,0	0,0	42,9	100,0
452,7	6956	2,2	0,8	0,5	0,0	0,3	52,8	0,0	0,1	0,0	0,0	43,1	100,0
457,7	7022	2,4	0,8	0,6	0,0	0,4	52,6	0,0	0,1	0,0	0,0	43,1	100,1
462,7	7091	2,3	0,8	0,5	0,0	0,3	52,4	0,0	0,1	0,0	0,0	43,2	99,7
467,7	7163	2,5	0,9	0,5	0,0	0,4	52,6	0,0	0,1	0,0	0,0	43,0	100,0
472,7	7239	2,2	0,8	0,5	0,0	0,3	53,1	0,0	0,1	0,0	0,0	43,0	100,1
477,7	7319	2,3	0,8	0,5	0,0	0,4	52,7	0,0	0,1	0,0	0,0	43,1	100,0
482,7	7404	2,5	0,9	0,6	0,0	0,4	52,6	0,0	0,1	0,0	0,0	43,1	100,2
487,7	7494	2,4	0,8	0,6	0,0	0,5	51,5		0,1	0,0	0,0	41,2	97,3
492,7	7587	1,8	0,7	0,5	0,0	0,3	53,0	0,0	0,1	0,0	0,0	43,3	99,8
496,2	7655	2,1	0,7	0,5	0,0	0,4	52,8	0,0	0,1	0,0	0,0	43,2	99,9
501,1	7751	2,0	0,7	0,5	0,0	0,4	53,0	0,0	0,1	0,0	0,0	43,1	99,8
506,1	7850	2,4	0,8	0,5	0,0	0,4	52,6	0,0	0,1	0,0	0,0	42,7	99,7
511,1	7950	2,8	1,0	0,5	0,0	0,4	52,0	0,1	0,1	0,0	0,0	42,6	99,6
516,1	8050	2,7	0,9	0,5	0,0	0,4	52,0	0,1	0,2	0,0	0,0	42,6	99,5
521,1	8151	2,7	0,9	0,5	0,0	0,4	52,2	0,0	0,1	0,0	0,0	42,7	99,6
526,1	8252	2,4	0,8	0,5	0,0	0,4	52,7	0,0	0,1	0,0	0,0	43,0	100,0
535,6	8443	2,4	0,8	0,4	0,0	0,4	52,7	0,0	0,1	0,0	0,0	42,8	99,7
540,6	8542	3,1	0,9	0,5	0,0	0,4	52,4	0,0	0,1	0,0	0,0	42,2	99,8
545,6	8640	3,0	0,9	0,5	0,0	0,4	52,2	0,0	0,1	0,0	0,0	42,4	99,7

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	L.O.I.	Total
		(% massique)											
550,6	8736	3,1	1,0	0,5	0,0	0,4	52,4	0,0	0,1	0,0	0,0	42,3	99,9
555,6	8829	3,1	1,0	0,6	0,0	0,4	51,8	0,0	0,1	0,1	0,0	42,4	99,6
560,6	8918	2,9	0,9	0,5	0,0	0,4	52,4	0,0	0,1	0,0	0,0	42,5	99,9
565,6	9003	2,9	0,9	0,5	0,0	0,4	51,8	0,0	0,1	0,0	0,0	42,4	99,1
570,6	9085	2,8	0,9	0,5	0,0	0,4	52,0	0,1	0,1	0,0	0,0	42,5	99,3
574,6	9149	2,5	0,8	0,6	0,0	0,4	51,8	0,0	0,1	0,0	0,0	42,7	99,1
580,5	9240	2,4	0,8	0,5	0,0	0,4	52,2	0,1	0,2	0,0	0,0	42,5	99,1
584,5	9300	2,3	0,8	0,5	0,0	0,4	52,2	0,0	0,1	0,0	0,0	42,5	98,8
588,5	9358	2,7	0,9	0,5	0,0	0,4	53,0	0,0	0,1	0,0	0,0	41,9	99,5
591,5	9402	2,7	0,8	0,5	0,0	0,4	52,5	0,0	0,1	0,0	0,0	41,9	99,1
594,5	9444	4,0	1,3	0,6	0,0	0,4	54,6	0,0	0,2	0,1	0,0	37,8	99,1
597,5	9487	2,3	0,8	0,5	0,0	0,4	53,1	0,0	0,1	0,0	0,0	42,2	99,3
600,5	9532	2,3	0,7	0,4	0,0	0,4	53,3	0,0	0,1	0,0	0,0	42,2	99,6
604,5	9595	2,7	0,9	0,5	0,0	0,4	52,5	0,0	0,1	0,0	0,0	41,8	99,1
607,5	9648	2,5	0,9	0,5	0,0	0,4	52,8	0,0	0,1	0,0	0,0	41,9	99,2
610,5	9706	1,8	0,6	0,4	0,0	0,4	53,3	0,0	0,1	0,0	0,0	42,4	99,1
614,5	9793	2,0	0,7	0,5	0,0	0,4	53,0	0,0	0,1	0,0	0,0	42,4	99,1
617,5	9870	2,0	0,7	0,4	0,0	0,4	53,3	0,0	0,1	0,0	0,0	42,0	99,0
621,3	9983	2,0	0,6	0,5	0,0	0,4	52,4	0,0	0,1	0,0	0,1	43,2	99,3
624,3	10088	2,2	0,7	0,5	0,0	0,4	51,8	0,0	0,1	0,0	0,1	43,1	99,0
627,3	10209	2,4	0,8	0,5	0,0	0,4	50,3	0,0	0,1	0,0	0,1	43,0	97,7
630,3	10348	2,0	0,6	0,5	0,0	0,4	52,1	0,0	0,1	0,0	0,1	43,2	99,1
634,3	10563	2,6	0,8	0,6	0,0	0,4	51,8	0,0	0,1	0,0	0,1	42,9	99,4
637,3	10743	3,4	1,1	0,7	0,0	0,5	50,7	0,0	0,2	0,0	0,1	42,5	99,2
639,3	10870	5,5	1,7	1,0	0,0	0,6	48,5	0,1	0,3	0,1	0,1	41,3	99,1
641,3	11002	8,0	2,5	1,2	0,0	0,6	46,1	0,1	0,4	0,1	0,1	39,8	98,9
643,3	11137	11,3	3,6	1,5	0,0	0,7	43,3	0,1	0,5	0,2	0,1	37,8	99,2
645,3	11274	25,2	7,9	3,4	0,0	1,3	30,7	0,2	1,3	0,4	0,1	29,3	99,8
648,3	11483	25,9	8,1	3,6	0,0	1,4	29,6	0,2	1,4	0,4	0,1	28,8	99,5
650,3	11622	25,9	8,0	3,6	0,0	1,4	30,0	0,2	1,3	0,4	0,1	28,9	99,9
653,3	11832	26,1	8,0	3,6	0,0	1,4	29,7	0,2	1,4	0,4	0,1	28,6	99,5
656,3	12040	26,9	8,4	4,1	0,0	1,5	28,7	0,2	1,4	0,4	0,1	28,1	99,8
658,3	12176	27,1	8,3	3,8	0,0	1,5	28,8	0,2	1,4	0,4	0,1	27,9	99,7
661,3	12378	24,9	7,7	3,5	0,0	1,4	30,6	0,2	1,3	0,3	0,1	29,5	99,6
664,3	12574	24,6	7,5	3,5	0,0	1,4	31,0	0,2	1,3	0,3	0,1	29,5	99,7
666,8	12731	23,2	7,1	3,3	0,0	1,4	32,2	0,2	1,2	0,3	0,1	30,3	99,4
670,1	12930	18,0	5,4	2,4	0,0	1,1	37,6	0,1	0,9	0,3	0,1	33,3	99,3
675,1	13216	17,5	5,6	3,0	0,0	1,0	37,2	0,2	0,9	0,3	0,1	33,3	99,2
680,1	13486	19,5	6,0	2,6	0,0	1,1	35,9	0,1	1,0	0,3	0,1	32,8	99,5
683,1	13640	24,0	7,5	3,1	0,0	1,3	31,7	0,2	1,3	0,3	0,1	30,2	99,8

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	L.O.I.	Total
		(% massique)											
685,1	13739	25,0	7,7	3,4	0,0	1,4	30,6	0,2	1,3	0,4	0,1	29,6	99,7
687,6	13859	22,4	6,8	3,0	0,0	1,4	33,0	0,2	1,2	0,3	0,1	31,0	99,4
690,1	13975	23,1	6,8	3,1	0,0	1,4	32,8	0,2	1,2	0,3	0,1	30,5	99,7
692,6	14087	22,8	6,8	3,1	0,0	1,4	32,7	0,2	1,2	0,3	0,1	30,9	99,5
695,1	14194	21,1	6,4	2,8	0,0	1,3	34,4	0,2	1,1	0,3	0,1	31,7	99,5
700,1	14397	20,4	6,3	2,7	0,0	1,3	35,1	0,2	1,1	0,3	0,1	32,1	99,7
707,5	14668	22,1	6,7	2,8	0,1	1,4	34,2	0,2	1,1	0,3	0,1	30,8	99,7
717,5	14984	26,1	7,8	3,3	0,1	1,5	30,6	0,2	1,4	0,4	0,1	28,2	99,7
727,5	15247	25,4	7,7	3,4	0,1	1,5	31,4	0,2	1,4	0,4	0,1	28,5	99,9
737,5	15473	25,6	7,7	3,4	0,1	1,4	31,2	0,2	1,3	0,4	0,1	28,4	99,8
747,5	15677	26,8	7,9	3,4	0,1	1,6	30,0	0,2	1,4	0,4	0,1	27,8	99,6
757,5	15876	25,0	7,4	3,1	0,1	1,5	31,9	0,2	1,3	0,4	0,1	29,0	99,9
764,5	16014	25,5	7,2	3,1	0,1	1,6	31,6	0,1	1,3	0,3	0,1	28,9	99,7
773,5	16195	25,5	7,7	3,4	0,1	1,5	31,0	0,1	1,4	0,4	0,1	28,3	99,5
783,5	16403	23,4	6,9	3,2	0,1	1,4	32,9	0,1	1,2	0,3	0,1	29,9	99,5
793,5	16620	23,4	7,1	3,3	0,1	1,5	32,9	0,1	1,3	0,3	0,1	29,7	99,7
803,5	16844	22,9	6,5	3,0	0,1	1,4	33,6	0,1	1,2	0,3	0,1	30,3	99,4
813,5	17074	23,1	6,9	3,1	0,1	1,5	32,5	0,1	1,3	0,3	0,1	29,3	98,2
821,5	17262	22,7	6,9	3,2	0,1	1,5	33,4	0,1	1,2	0,3	0,1	30,1	99,5
831,5	17500	23,8	7,2	3,2	0,1	1,5	32,6	0,1	1,3	0,3	0,1	29,4	99,6
841,5	17742	21,3	6,3	2,9	0,1	1,4	34,7	0,1	1,1	0,3	0,1	31,1	99,4
851,5	17986	19,6	5,7	2,7	0,1	1,4	35,5	0,1	1,1	0,3	0,1	31,5	97,9
861,5	18232	18,5	5,4	2,5	0,1	1,4	37,7	0,1	0,9	0,3	0,1	32,5	99,4
871,5	18477	15,8	4,9	2,3	0,1	1,3	39,8	0,1	0,8	0,2	0,1	33,8	99,1
880,5		16,0	4,8	2,2	0,1	1,3	41,0	0,1	0,8	0,2	0,1	33,9	100,4
890,5		16,6	5,0	2,2	0,1	1,3	39,3	0,1	0,9	0,2	0,1	33,5	99,2
900,5		17,2	5,1	2,2	0,0	1,3	38,9	0,1	0,9	0,2	0,1	33,2	99,4
910,5		16,1	4,8	2,1	0,0	1,3	39,9	0,1	0,8	0,2	0,1	33,9	99,3
920,5		16,0	4,7	2,1	0,0	1,3	40,0	0,1	0,8	0,2	0,1	33,9	99,2
930,5		15,2	4,7	2,0	0,0	1,3	40,2	0,1	0,8	0,2	0,1	34,2	98,8
940,5		17,6	5,3	2,2	0,0	1,4	38,3	0,1	1,0	0,2	0,1	33,0	99,2
947,0		20,4	4,0	2,0	0,0	1,2	38,1	0,1	0,8	0,2	0,1	32,5	99,5
955,2		18,4	5,8	2,5	0,0	1,5	37,1	0,1	1,1	0,2	0,1	32,6	99,3
965,2		18,0	6,1	2,6	0,0	1,5	37,0	0,1	1,1	0,2	0,1	32,7	99,4
975,2		19,5	5,4	2,4	0,0	1,5	36,8	0,1	1,0	0,2	0,1	32,3	99,4
985,2		15,7	5,2	2,3	0,0	1,4	39,0	0,1	0,9	0,2	0,1	33,9	98,8
993,4		17,8	6,1	2,8	0,0	1,7	36,9	0,1	0,8	0,2	0,1	32,4	98,9
1003,4		17,2	5,9	2,7	0,0	1,6	37,5	0,1	0,8	0,2	0,1	32,8	98,9
1013,4		16,5	5,3	2,5	0,0	1,5	37,9	0,1	0,8	0,2	0,1	33,4	98,3
1023,4		15,3	5,0	2,3	0,0	1,5	38,7	0,0	0,8	0,2	0,1	33,9	97,8

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O3	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	L.O.I.	Total
		(% massique)											
1033,4		14,1	4,3	2,0	0,0	1,4	39,2	0,0	0,7	0,2	0,1	34,7	96,7
1043,4		14,2	4,5	2,1	0,0	1,4	38,8	0,0	0,7	0,2	0,1	34,5	96,6
1053,2		15,0	4,6	2,1	0,0	1,4	38,8	0,0	0,7	0,2	0,1	34,2	97,1
1063,2		15,6	4,7	2,1	0,0	1,4	38,5	0,0	0,8	0,2	0,1	34,0	97,5
1073,2		15,4	4,9	2,3	0,0	1,4	38,4	0,0	0,7	0,2	0,1	34,5	97,9
1083,2		15,8	5,0	2,3	0,0	1,4	39,8	0,0	0,7	0,2	0,1	33,1	98,4
1093,2		16,2	5,0	2,2	0,0	1,5	39,4	0,0	0,8	0,2	0,1	33,1	98,4
1103,2		15,6	4,7	2,1	0,0	1,4	37,5	0,0	0,8	0,2	0,1	36,1	98,4
1113,2		15,8	5,0	2,3	0,0	1,5	39,8	0,0	0,7	0,2	0,1	33,1	98,4
1123,2		15,1	4,9	2,2	0,0	1,5	40,2	0,0	0,6	0,2	0,1	33,4	98,3
1133,2		13,5	4,6	2,2	0,0	1,4	41,6	0,0	0,4	0,2	0,1	34,2	98,1
1142,2		13,3	4,5	2,1	0,0	1,4	41,7	0,0	0,5	0,2	0,1	34,1	97,9
1151,2		13,9	4,6	2,2	0,0	1,4	41,2	0,0	0,5	0,2	0,1	34,0	98,1
1161,2		14,1	4,7	2,2	0,0	1,5	41,0	0,0	0,6	0,2	0,1	33,7	98,2
1171,2		14,5	4,8	2,2	0,0	1,5	40,3	0,0	0,6	0,2	0,1	33,8	98,0
1181,2		13,9	4,1	2,0	0,0	1,7	40,6	0,0	0,6	0,2	0,1	34,0	97,2
1191,2		13,1	3,3	1,8	0,0	2,2	41,4	0,0	0,6	0,2	0,1	34,1	96,8
1201,2		12,6	3,5	1,8	0,0	2,0	41,6	0,0	0,6	0,2	0,1	33,5	95,9
1211,2		11,3	3,4	1,8	0,0	1,9	42,7	0,0	0,4	0,2	0,1	34,1	95,9
1219,2		12,8	4,0	2,0	0,0	1,9	41,3	0,0	0,6	0,2	0,1	33,8	96,7
1230,2	13,5	4,4	1,9	0,0	1,6	41,1	0,0	0,6	0,2	0,1	33,0	96,5	

D.4. Données de granulométrie sur roche totale

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	Roche totale					
		<4 µm	4-16 µm	16-63 µm	63-125 µm	125-250 µm	250-500 µm
		(%)					
2,5	-36	12,2	28,8	32,7	16,3	8,7	1,3
12,5	9	15,6	28,5	34,1	13,6	6,5	1,7
15,5	25	57,9	30,7	8,7	2,5	0,2	0
21,5	57	15,5	34,0	34,5	11,5	4,5	0
26,5	91	31,8	35,6	25,9	5,1	1,6	0
31,5	126	15,2	28,5	40,5	12,6	3,2	0
36,5	161	46,7	37,5	15,7	0,1	0,0	0
41,5	197	10,3	19,6	35,4	19,1	13,3	2,3
46,5	234	53,1	38,5	8,4	0,0	0,0	0
51,5	272	15,9	31,2	36,6	11,9	4,3	0,1
56,5	311	42,1	39,5	15,9	1,9	0,6	0
61,5	351	15,0	29,8	33,5	13,0	8,0	0,7
65,5	384	41,2	42,1	16,6	0,1	0,0	0
70,5	428	16,1	30,6	35,9	12,4	5,0	0
75,5	473	35,4	38,4	21,1	3,4	1,7	0
80,5	519	15,5	29,6	35,0	12,6	6,9	0,4
86,5	578	35,9	41,6	18,7	2,8	1,0	0
91,5	629	19,0	34,9	32,3	10,3	3,5	0
96,5	683	34,6	41,1	19,5	3,4	1,4	0
106,5	800	17,4	32,7	33,4	10,7	5,5	0,3
111,5	863	10,6	27,5	33,3	16,0	11,0	1,6
116,5	931	19,1	35,3	29,6	9,6	5,5	0,9
121,5	1002	9,1	26,4	33,8	16,1	11,8	2,8
127,5	1094	20,6	31,4	29,0	9,9	7,5	1,6
132,5	1175	5,8	20,7	31,8	17,5	15,3	7,3
134,5	1209	39,2	34,8	19,1	4,6	2,3	0
137,6	1262	7,9	25,9	37,4	18,0	10,6	0,3
142,6	1351	25,3	41,9	25,8	4,9	2,1	0
147,6	1443	7,1	24,2	35,3	17,7	11,3	3,1
152,6	1537	10,5	24,4	30,4	13,9	11,2	7,9
157,6	1632	7,7	22,2	31,4	18,5	14,1	6,1
162,6	1729	27,0	37,4	26,3	5,7	3,5	0,1
167,6	1826	8,8	26,6	34,4	16,3	10,7	3,2
172,6	1926	31,4	42,1	21,1	3,4	2,0	0
177,6	2028	8,1	27,0	37,6	15,1	8,8	3,4
182,6	2133	19,1	37,9	30,7	7,9	4,1	0,3
187,6	2242	9,3	28,8	35,4	15,3	9,2	2,1
192,6	2355	16,9	34,4	33,0	9,6	5,1	1,0
197,6	2471	7,3	23,0	29,6	15,0	13,1	9,3
201,9	2574	22,4	36,7	29,6	7,1	4,1	0,1
206,9	2694	11,6	29,9	33,2	14,7	9,6	1,0
211,9	2815	29,2	38,8	24,6	5,4	2,0	0
216,0	2914	11,2	29,5	34,4	15,2	9,1	0,6
219,0	2986	12,8	29,2	33,9	15,1	8,7	0,3
222,0	3058	19,8	37,3	31,0	8,2	3,6	0,1
225,0	3129	10,3	26,7	34,0	17,0	11,1	0,9
228,0	3200	13,2	31,5	33,9	14,2	7,1	0,1
231,0	3270	28,4	39,2	25,4	5,2	1,8	0
234,0	3341	9,5	25,9	34,7	17,6	11,2	1,1
240,7	3498	38,3	35,8	18,8	4,8	2,3	0
243,7	3568	13,8	29,5	32,9	14,7	8,4	0,7
246,7	3638	18,1	36,0	31,5	10,8	3,6	0
249,2	3696	14,1	30,5	32,4	14,5	8,2	0,3
252,2	3766	32,5	40,1	20,4	4,6	2,4	0
255,2	3836	10,3	24,0	32,1	18,2	12,7	2,7
258,2	3906	12,5	30,8	33,3	14,6	8,4	0,4
260,7	3964	24,0	35,4	30,3	7,4	2,9	0
263,7	4034	13,0	28,3	33,1	15,8	9,1	0,7
268,2	4140	13,3	29,9	33,4	14,0	8,4	1,0
271,7	4222	35,3	36,4	20,4	5,1	2,8	0
274,7	4293	14,4	30,1	32,7	14,1	8,4	0,3
277,7	4364	12,1	28,6	31,0	15,3	11,1	1,9
280,7	4435	35,9	37,8	20,9	3,9	1,5	0
283,7	4506	15,7	31,1	32,2	13,0	7,5	0,5
286,7	4577	12,6	28,2	34,7	16,1	8,2	0,2
290,7	4669	45,8	30,8	17,8	4,4	1,2	0
293,7	4738	14,2	26,8	32,2	16,0	9,7	1,1
296,7	4806	16,0	33,6	32,7	12,3	5,4	0
300,7	4894	40,6	35,7	18,9	3,7	1,1	0

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	Roche totale					
		<4 µm	4-16 µm	16-63 µm	63-125 µm	125-250 µm	250-500 µm
		(%)					
303,7	4959	21,6	35,3	29,6	10,0	3,5	0
306,7	5023	14,1	25,7	30,7	17,0	11,5	1,0
310,7	5105	43,8	36,0	14,3	4,4	1,5	0
313,7	5165	25,2	36,1	27,0	8,7	3,0	0
316,7	5224	23,7	34,3	29,0	9,3	3,7	0
320,7	5300	53,7	35,9	10,4	0	0,0	0
323,7	5355	33,4	40,4	21,6	3,9	0,7	0
326,7	5409	31,3	38,6	24,8	4,9	0,4	0
333,3	5523	68,0	24,1	6,0	1,8	0,1	0
339,0	5617	35,3	38,8	20,7	5,1	0,1	0
344,0	5695	55,8	33,9	10,3	0,0	0	0
349,0	5770	32,3	38,6	21,9	5,3	1,9	0
354,0	5841	60,8	31,3	7,9	0	0,0	0
359,0	5909	34,4	37,1	20,0	7,1	1,4	0
364,0	5974	62,0	31,7	6,3	0	0	0
369,0	6036	60,7	32,5	6,2	0,6	0	0
378,9	6152	39,0	40,1	15,6	4,7	0,6	0
388,9	6262	53,3	35,9	9,3	1,5	0	0
398,9	6367	43,8	42,6	12,0	1,6	0	0
408,9	6469	41,5	41,1	13,8	3,6	0	0
418,9	6572	54,3	37,0	8,1	0,6	0	0
428,9	6678	51,8	38,1	8,6	1,5	0	0
442,7	6833	68,7	27,7	3,6	0	0	0
452,7	6956	62,3	33,2	4,5	0	0	0
457,7	7022	45,0	42,8	10,9	1,3	0	0
462,7	7091	66,4	30,0	3,6	0	0	0
467,7	7163	69,0	27,6	3,4	0	0	0
472,7	7239	45,7	41,7	11,1	1,5	0	0
477,7	7319	63,2	31,2	5,6	0	0	0
482,7	7404	44,0	42,0	12,4	1,6	0	0
487,7	7494	63,4	32,0	4,6	0	0	0
492,7	7587	40,6	41,4	13,8	3,8	0,4	0
496,2	7655	62,8	32,2	5,0	0	0	0
506,1	7850	63,9	31,2	4,9	0	0	0
511,1	7950	46,8	43,2	10,0	0	0	0
516,1	8050	64,7	30,3	5,0	0	0	0
521,1	8151	45,4	41,2	11,9	1,5	0	0
526,1	8252	63,2	32,0	4,8	0	0	0
535,6	8443	66,4	28,6	5,0	0	0	0
540,6	8542	71,0	26,0	3,0	0	0	0
545,6	8640	65,6	30,5	3,9	0	0	0
550,6	8736	44,2	41,6	11,8	2,4	0	0
555,6	8829	61,0	34,6	4,4	0	0	0
565,6	9003	56,1	38,2	5,7	0	0	0
570,6	9085	22,0	34,1	29,5	10,5	3,9	0
574,6	9149	52,5	37,0	8,4	1,9	0,2	0
580,5	9240	35,5	44,2	14,2	5,3	0,8	0
584,5	9300	59,4	35,9	4,7	0	0	0
588,5	9358	64,4	32,3	3,3	0	0	0
591,5	9402	40,4	43,8	12,7	2,9	0,2	0
594,5	9444	56,6	38,6	4,8	0	0	0
597,5	9487	40,7	47,2	10,6	1,5	0	0
600,5	9532	42,9	50,9	6,2	0	0	0
604,5	9595	56,1	39,6	4,3	0	0	0
607,5	9648	40,4	52,8	6,8	0	0	0
610,5	9706	46,9	46,7	6,4	0	0	0
614,5	9793	55,2	40,9	3,9	0	0	0
617,5	9870	38,8	47,4	11,1	2,3	0,4	0
621,3	9983	43,9	42,8	11,5	1,8	0	0
624,3	10088	56,0	38,2	5,8	0	0	0
627,3	10209	48,8	41,1	8,6	1,5	0	0
630,3	10348	30,4	39,5	18,2	8,8	3,1	0
634,3	10563	58,0	36,5	5,5	0	0	0
639,3	10870	49,9	40,9	7,8	1,4	0	0
641,3	11002	54,0	33,4	9,7	1,9	1,0	0
643,3	11137	28,0	35,4	25,4	7,6	3,6	0
645,3	11274	24,6	39,1	27,5	6,9	1,9	0
648,3	11483	39,1	38,4	16,3	3,6	2,6	0
650,3	11622	43,3	36,2	15,5	4,3	0,7	0

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	Roche totale					
		<4 µm	4-16 µm	16-63 µm	63-125 µm (%)	125-250 µm	250-500 µm
653,3	11832	47,4	35,6	13,6	3,4	0	0
656,3	12040	47,4	36,2	13,0	3,4	0	0
658,3	12176	40,8	38,2	16,0	3,2	1,8	0
661,3	12378	44,5	35,1	15,7	4,5	0,2	0
664,3	12574	47,6	35,8	13,2	3,3	0,1	0
666,8	12731	48,4	34,7	12,9	2,9	1,1	0
670,1	12930	56,4	30,2	10,3	2,9	0,2	0
675,1	13216	44,8	39,9	13,0	2,3	0	0
680,1	13486	33,9	36,0	22,7	4,1	3,3	0
685,1	13739	42,9	35,2	16,3	5,3	0,3	0
687,6	13859	24,2	39,2	26,6	7,1	2,9	0
690,1	13975	46,2	33,7	15,2	3,4	1,5	0
692,6	14087	50,5	34,6	12,2	2,6	0,1	0
695,1	14194	51,6	34,8	11,5	2,1	0	0
700,1	14397	47,9	34,6	12,0	3,4	2,1	0
707,5	14668	53,8	31,1	12,0	2,5	0,6	0
717,5	14984	56,1	31,8	12,0	0,1	0	0
727,5	15247	57,7	31,9	10,4	0	0	0
737,5	15473	57,7	29,9	10,8	1,6	0	0
747,5	15677	49,5	34,3	14,5	1,4	0,3	0
757,5	15876	57,2	29,2	11,5	2,0	0,1	0
764,5	16014	55,8	28,4	11,6	3,6	0,6	0
773,5	16195	58,3	28,6	11,1	1,9	0,1	0
783,5	16403	57,5	29,5	11,0	1,9	0,1	0
793,5	16620	52,0	28,6	14,0	4,6	0,8	0
803,5	16844	63,7	26,2	10,1	0	0	0
813,5	17074	61,3	26,8	9,4	2,4	0,1	0
821,5	17262	63,0	23,6	11,5	1,9	0	0
831,5	17500	59,0	27,7	11,0	2,2	0,1	0
841,5	17742	64,6	26,5	8,9	0	0	0
851,5	17986	59,5	28,0	12,4	0,1	0	0
861,5	18232	64,6	26,6	8,8	0	0	0
871,5	18477	72,7	19,8	6,6	0,9	0	0
880,5		70,6	18,9	8,2	2,2	0,1	0
890,5		71,8	20,6	6,9	0,7	0	0
900,5		69,4	21,8	8,2	0,6	0	0
910,5		65,5	23,1	11,3	0,1	0	0
920,5		68,4	22,1	8,4	1,1	0	0
930,5		73,1	18,4	7,7	0,8	0	0
940,5		72,3	20,9	6,8	0	0	0
947,0		68,0	23,0	9,0	0	0	0
955,2		72,8	21,2	6,0	0	0	0
965,2		79,6	16,1	4,0	0,3	0	0
975,2		67,4	21,2	9,2	2,1	0,1	0
985,2		79,4	18,0	2,4	0,2	0	0
993,4		78,8	16,7	4,2	0,3	0	0
1003,4		78,0	17,5	4,2	0,3	0	0
1013,4		85,0	12,0	2,5	0,5	0	0
1023,4		77,7	16,4	5,6	0,3	0	0
1033,4		76,4	17,3	5,5	0,8	0	0
1043,4		76,0	18,4	5,3	0,3	0	0
1053,2		80,0	17,4	2,6	0	0	0
1063,2		71,1	20,9	7,5	0,5	0	0
1073,2		76,4	12,2	4,1	6,1	1,2	0
1083,2		77,0	16,4	5,6	1,0	0	0
1093,2		76,1	17,9	5,6	0,4	0	0
1103,2		75,2	14,6	7,4	2,6	0,2	0
1113,2		86,5	11,5	2,0	0	0	0
1123,2		74,1	18,7	5,9	1,3	0	0
1133,2		89,5	10,5	0	0	0	0
1142,2		89,4	10,6	0	0	0	0
1151,2		81,8	15,8	2,4	0	0	0
1161,2		76,1	22,0	1,9	0	0	0
1171,2		69,3	26,8	3,9	0	0	0
1181,2		70,9	22,7	5,9	0,5	0	0
1191,2		71,7	23,7	4,6	0	0	0
1201,2		72,3	23,2	4,5	0	0	0
1211,2		69,6	23,9	6,5	0	0	0
1219,2		76,3	21,1	2,6	0	0	0
1230,2		68,3	29,3	2,4	0	0	0

D.5. Données de granulométrie sur fraction silicatée

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	Silicates					
		<4 µm	4-16 µm	16-63 µm	63-125 µm	125-250 µm	250-500 µm
		(%)					
12,5	9	12,6	37,7	35,1	7,8	6,2	0,6
15,5	25	8,6	33,0	37,6	9,8	10,2	0,9
26,5	91	13,4	40,7	35,9	7,4	2,5	0,1
36,5	161	13,2	43,8	30,5	6,3	6,2	0,1
46,5	234	15,4	45,6	29,6	7,0	2,4	0
56,5	311	17,6	53,3	27,2	2,0	0,0	0
65,5	384	16,0	44,9	25,5	6,2	7,3	0
75,5	473	18,1	49,3	26,3	4,4	1,8	0
86,5	578	21,7	50,3	23,4	3,8	0,8	0
96,5	683	19,7	51,9	23,8	4,6	0,0	0
106,5	800	18,6	43,3	29,6	6,6	1,9	0
116,5	931	15,4	41,0	24,6	9,4	9,1	0,5
127,5	1094	16,9	40,6	30,2	8,1	4,3	0
134,5	1209	17,2	39,3	28,5	10,1	4,9	0
142,6	1351	18,6	44,6	29,2	6,4	1,2	0
152,6	1537	15,1	39,0	30,2	9,3	6,4	0
162,6	1729	15,3	38,9	26,5	8,7	9,9	0,7
172,6	1926	21,9	47,6	24,3	6,2	0	0
182,6	2133	17,0	44,1	27,7	8,2	3,0	0
201,9	2574	15,2	45,3	29,8	7,1	2,6	0
211,9	2815	14,0	37,9	34,0	10,5	3,7	0
222,0	3058	14,7	45,9	28,6	8,0	2,9	0
231,0	3270	14,4	38,3	31,8	9,9	5,5	0,2
240,7	3498	14,5	50,1	27,9	5,8	1,7	0
252,2	3766	14,9	38,0	33,5	9,6	4,1	0
260,7	3964	13,5	46,7	29,1	6,8	3,9	0
280,7	4435	17,9	38,0	37,6	6,5	0	0
290,7	4669	17,7	38,6	27,5	9,8	6,3	0
300,7	4894	12,4	51,7	28,0	5,1	2,8	0
310,7	5105	21,1	40,0	25,3	9,6	4,0	0
320,7	5300	18,9	37,4	23,6	11,5	8,4	0,1
333,3	5523	20,8	40,9	27,2	11,0	0,1	0
344,0	5695	19,8	39,1	19,3	10,7	10,3	0,9
354,0	5841	22,7	40,1	20,3	9,9	7,1	0
364,0	5974	17,1	35,9	26,3	12,1	7,5	1,1
373,9	6036	19,2	32,0	21,4	14,1	11,2	2,1
383,9	6208	16,6	35,8	28,9	11,3	7,0	0,4
393,9	6315	14,3	32,9	28,0	11,5	7,0	6,3
403,9	6418	18,6	37,0	29,5	9,9	5,0	0
413,9	6521	16,4	33,9	30,2	10,9	8,1	0,5
423,9	6625	18,0	38,1	30,3	12,9	0,7	0
433,9	6733	16,4	30,1	35,8	13,6	4,1	0
447,7	6893	17,3	40,9	37,2	4,6	0	0
477,7	7319	14,5	32,7	28,3	10,9	8,8	4,8
487,7	7494	13,4	29,9	27,9	10,9	9,9	8,0
496,2	7655	12,6	29,7	29,5	13,5	12,7	2,0
506,1	7850	14,0	28,0	27,3	13,3	11,9	5,5
516,1	8050	14,9	29,3	29,7	13,4	11,1	1,6
526,1	8252	11,3	23,0	22,8	11,4	13,3	13,0
535,6	8443	14,7	31,6	28,3	10,0	11,3	4,1
545,6	8640	15,7	32,9	31,9	12,2	7,1	0,2
555,6	8829	14,4	33,8	26,9	10,4	9,3	5,2
565,6	9003	19,9	36,0	25,7	10,0	7,1	1,3
574,6	9149	18,0	34,9	28,6	9,4	8,7	0,4
584,5	9300	17,0	34,4	28,4	11,1	8,5	0,6
594,5	9444	24,7	39,3	23,9	7,5	4,6	0
604,5	9595	23,4	39,8	25,4	6,7	4,6	0,1
614,5	9793	28,1	47,3	20,3	4,1	0,2	0
624,3	10088	16,6	35,0	32,7	12,5	3,2	0
634,3	10563	15,4	32,0	33,0	10,9	7,9	0,8
641,3	11002	16,0	29,6	30,0	12,9	9,8	1,7
648,3	11483	22,5	51,1	18,1	4,7	3,6	0
658,3	12176	31,8	46,9	14,7	6,5	0,1	0
666,8	12731	37,4	42,0	14,6	5,5	0,5	0
670,1	12930	30,8	40,4	20,6	5,1	3,2	0
680,1	13486	27,3	48,7	17,6	3,6	2,9	0
690,1	13975	34,8	43,8	15,7	5,0	0,7	0
700,1	14397	37,2	49,5	13,3	0	0	0
707,5	14668	45,8	42,2	10,6	1,5	0	0

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	Silicates					
		<4 µm	4-16 µm	16-63 µm	63-125 µm	125-250 µm	250-500 µm
		(%)					
717,5	14984	51,4	40,2	8,3	0	0	0
727,5	15247	46,3	39,6	12,5	1,6	0	0
737,5	15473	51,5	38,2	10,4	0	0	0
747,5	15677	42,7	42,2	15,1	0	0	0
757,5	15876	54,7	38,5	6,8	0	0	0
764,5	16014	48,6	40,8	10,6	0	0	0
773,5	16195	53,3	38,1	8,6	0	0	0
783,5	16403	51,7	40,5	7,8	0	0	0
793,5	16620	53,6	38,8	7,5	0	0	0
813,5	17074	53,3	38,3	8,4	0	0	0
831,5	17500	47,1	39,4	13,6	0	0	0
841,5	17742	48,7	39,8	11,5	0	0	0
851,5	17986	48,5	40,7	10,8	0	0	0
861,5	18232	51,0	41,3	7,7	0	0	0
871,5	18477	52,1	37,1	10,7	0	0	0
880,5		52,2	37,2	10,5	0	0	0
890,5		62,0	34,3	3,7	0	0	0
900,5		52,1	39,1	8,8	0	0	0
910,5		53,5	38,2	8,3	0	0	0
920,5		48,2	40,9	10,8	0	0	0
930,5		49,2	37,8	13,0	0	0	0
940,5		49,5	39,3	11,1	0	0	0
947,0		53,7	36,7	9,6	0	0	0
955,2		64,1	29,4	6,5	0	0	0
965,2		60,3	32,2	7,4	0	0	0
975,2		61,0	31,5	7,4	0	0	0
985,2		63,4	31,6	5,1	0	0	0
993,4		63,6	31,9	4,5	0	0	0
1003,4		62,3	31,6	6,1	0	0	0
1013,4		59,8	32,8	7,4	0	0	0
1033,4		56,6	34,1	9,3	0	0	0
1043,4		58,1	33,6	8,3	0	0	0
1053,2		53,3	34,4	12,3	0	0	0
1073,2		60,3	32,8	6,9	0	0	0
1083,2		59,3	32,9	7,7	0	0	0
1093,2		60,0	32,6	7,4	0	0	0
1103,2		52,9	33,0	10,1	4,0	0	0
1113,2		60,9	30,8	8,2	0	0	0
1123,2		58,4	33,2	8,4	0	0	0
1133,2		67,4	28,3	4,3	0	0	0
1142,2		65,6	29,2	5,3	0	0	0
1151,2		64,2	30,3	5,4	0	0	0
1161,2		61,2	34,6	4,1	0	0	0
1171,2		55,3	39,4	5,3	0	0	0
1181,2		49,6	42,0	8,4	0	0	0
1191,2	46,3	40,4	13,3	0	0	0	
1201,2	53,9	38,1	8,0	0	0	0	
1211,2	54,1	38,2	7,7	0	0	0	
1219,2	53,4	38,6	8,0	0	0	0	
1230,2	53,6	41,0	5,4	0	0	0	

D.6. Données de pyrolyse Rock-Eval

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	PC	RC	TOC	MINC	HI	OI	Tmax	S1 (300°C)	S2a (365°C)	S2b (465°C)	S3 (>400°C)
		(%)				(mg HC/g TOC)	(mg CO ₂ /g TOC)	(°C)	(mg HC/g)			
12,5	9	0,53	1,54	2,07	9,06	213	295	418	0,00	4,40	0,00	6,09
21,5	57	0,33	0,77	1,10	11,28	214	443	420	0,00	2,36	0,00	4,86
31,5	126	0,35	0,80	1,15	11,12	226	429	414	0,00	2,60	0,00	4,94
36,5	161	0,39	0,99	1,38	10,92	200	332	419	0,41	2,76	0,00	4,58
41,5	197	0,38	0,92	1,31	10,51	220	410	418	0,00	2,87	0,00	5,36
46,5	234	0,38	1,03	1,41	10,89	212	334	418	0,00	2,98	0,00	4,69
51,5	272	0,42	1,00	1,41	10,00	224	398	400	0,00	3,17	0,00	5,62
56,5	311	0,43	1,01	1,44	10,44	219	412	423	0,07	3,16	0,00	5,93
61,5	351	0,44	1,32	1,76	9,28	182	357	418	0,00	3,20	0,00	6,26
65,5	384	0,48	1,20	1,68	9,88	211	384	419	0,09	3,55	0,00	6,45
70,5	428	0,47	1,23	1,70	9,75	217	352	419	0,00	3,69	0,00	5,99
75,5	473	0,45	1,32	1,77	9,57	210	291	420	0,00	3,71	0,00	5,13
80,5	519	0,62	2,01	2,63	7,30	198	264	424	0,00	5,23	0,00	6,94
86,5	578	0,47	1,44	1,92	9,47	176	304	418	0,42	3,38	0,00	5,83
91,5	629	0,53	1,47	2,00	9,10	213	322	423	0,00	4,26	0,00	6,44
96,5	683	0,63	1,76	2,39	8,38	203	343	420	0,00	4,85	0,00	8,18
101,5	740	0,68	2,17	2,84	7,62	189	296	422	0,00	5,38	0,00	8,42
106,5	800	0,70	2,33	3,03	7,28	196	253	424	0,00	5,94	0,00	7,66
111,5	863	0,77	2,45	3,22	7,13	197	274	420	0,00	6,36	0,00	8,82
116,5	931	0,74	2,14	2,88	7,46	198	341	418	0,00	5,69	0,00	9,82
121,5	1002	0,86	2,65	3,51	6,41	198	299	428	0,00	6,94	0,00	10,52
127,5	1094	0,91	2,84	3,75	5,85	198	285	422	0,00	7,40	0,00	10,69
132,5	1175	0,86	2,49	3,36	7,42	209	308	416	0,00	7,02	0,00	10,35
134,5	1209	0,86	2,54	3,40	6,99	207	300	432	0,00	7,03	0,00	10,19
137,6	1262	0,96	2,84	3,80	5,96	201	301	407	0,17	7,65	0,00	11,43
142,6	1351	0,33	0,89	1,22	10,61	203	372	418	0,00	2,48	0,00	4,55
157,6	1632	0,81	2,58	3,39	7,02	198	272	430	0,00	6,71	0,00	9,23
167,6	1826	0,74	2,30	3,04	7,33	196	300	423	0,00	5,95	0,00	9,12
177,6	2028	0,85	2,97	3,82	6,14	185	252	422	0,00	7,07	0,00	9,62
182,6	2133	0,75	2,70	3,45	6,02	180	254	419	0,00	6,20	0,00	8,77
187,6	2242	0,80	2,64	3,44	6,86	195	256	424	0,00	6,70	0,00	8,79
192,6	2355	0,68	2,66	3,34	6,71	169	233	421	0,00	5,65	0,00	7,78
197,6	2471	0,79	2,28	3,07	7,63	215	289	424	0,00	6,61	0,00	8,87
201,9	2574	0,57	2,31	2,88	7,18	135	314	421	0,00	3,90	0,00	9,06
206,9	2694	0,76	2,29	3,05	7,75	206	291	428	0,00	6,27	0,00	8,89
216,0	2914	0,77	2,46	3,23	7,97	198	274	426	0,00	6,41	0,00	8,86
219,0	2986	0,78	2,48	3,26	8,08	198	279	427	0,00	6,45	0,00	9,09
225,0	3129	0,82	2,51	3,33	7,87	207	274	428	0,00	6,91	0,00	9,12
228,0	3200	0,79	2,34	3,13	8,43	210	287	423	0,00	6,58	0,00	8,99
231,0	3270	0,81	2,85	3,65	8,06	171	226	411	0,75	6,24	0,00	8,27

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	PC	RC	TOC	MINC	HI	OI	Tmax	S1 (300°C)	S2a (365°C)	S2b (465°C)	S3 (>400°C)
		(%)				(mg HC/g TOC)	(mg CO ₂ /g TOC)	(°C)	(mg HC/g)			
234,0	3341	0,87	2,75	3,62	7,63	212	239	428	0,00	7,68	0,00	8,66
237,1	3413	0,66	2,02	2,68	8,98	207	274	423	0,00	5,55	0,00	7,35
240,7	3498	0,72	2,44	3,16	7,63	194	248	422	0,00	6,14	0,00	7,83
243,7	3568	0,71	2,12	2,83	8,65	206	293	425	0,00	5,82	0,00	8,28
246,7	3638	0,72	2,17	2,90	8,24	204	295	425	0,00	5,91	0,00	8,55
249,2	3696	0,73	2,20	2,93	8,66	204	294	422	0,00	5,97	0,00	8,60
252,2	3766	0,83	2,77	3,60	8,88	191	262	428	0,00	6,87	0,00	9,43
255,2	3836	0,73	2,26	2,99	7,88	204	276	430	0,00	6,11	0,00	8,26
258,2	3906	0,73	2,15	2,88	8,27	208	296	427	0,00	6,00	0,00	8,53
260,7	3964	0,63	2,01	2,64	8,28	198	277	427	0,00	5,24	0,00	7,32
263,7	4034	0,66	2,15	2,81	8,41	193	268	425	0,00	5,43	0,00	7,54
268,2	4140	0,20	0,72	0,92	9,10	172	273	421	0,00	1,58	0,00	2,51
274,7	4293	0,66	1,77	2,44	8,51	219	331	432	0,00	5,34	0,00	8,07
277,7	4364	0,70	1,94	2,64	8,70	226	282	425	0,00	5,98	0,00	7,44
280,7	4435	0,65	1,80	2,45	8,96	225	293	414	0,00	5,51	0,00	7,18
283,7	4506	0,65	1,83	2,47	8,96	216	302	428	0,00	5,36	0,00	7,48
290,7	4669	0,55	1,65	2,21	9,07	208	284	433	0,00	4,59	0,00	6,27
293,7	4738	0,58	1,51	2,08	9,40	227	324	426	0,00	4,72	0,00	6,76
303,7	4959	0,57	1,57	2,14	9,27	212	331	426	0,00	4,53	0,00	7,10
306,7	5023	0,57	1,50	2,07	9,57	226	327	426	0,00	4,68	0,00	6,78
310,7	5105	0,47	1,27	1,73	9,39	225	303	423	0,00	3,89	0,00	5,25
313,7	5165	0,46	1,12	1,58	10,08	229	379	422	0,00	3,63	0,00	6,00
316,7	5224	0,44	1,12	1,56	10,05	223	356	423	0,00	3,48	0,00	5,56
320,7	5300	0,40	0,85	1,25	10,80	225	464	422	0,06	2,81	0,00	5,80
323,7	5355	0,37	0,89	1,25	10,59	218	406	421	0,00	2,73	0,00	5,08
326,7	5409	0,30	0,73	1,03	10,94	203	454	420	0,00	2,10	0,00	4,69
333,3	5523	0,29	0,72	1,01	10,54	207	427	421	0,00	2,10	0,00	4,32
339,0	5617	0,28	0,68	0,96	11,44	209	440	416	0,00	2,00	0,00	4,21
344,0	5695	0,27	0,62	0,89	10,80	201	446	413	0,16	1,78	0,00	3,95
349,0	5770	0,24	0,50	0,74	11,01	209	547	425	0,00	1,55	0,00	4,06
354,0	5841	0,23	0,52	0,75	10,69	206	507	422	0,00	1,55	0,00	3,81
359,0	5909	0,20	0,42	0,61	12,88	197	584	403	0,00	1,21	0,00	3,59
369,0	6036	0,22	0,39	0,61	10,48	232	634	427	0,00	1,41	0,00	3,87
374,0	6096	0,17	0,36	0,53	10,11	205	552	392	0,00	1,09	0,00	2,94
378,9	6152	0,23	0,47	0,70	11,15	206	560	422	0,00	1,43	0,00	3,90
383,9	6208	0,17	0,35	0,52	11,97	172	659	418	0,00	0,89	0,00	3,41
383,9	6208	0,17	0,32	0,49	11,68	191	712	419	0,00	0,95	0,00	3,52
388,9	6262	0,18	0,34	0,52	11,86	198	679	416	0,00	1,03	0,00	3,55
393,9	6315	0,25	0,50	0,75	10,63	222	562	420	0,00	1,67	0,00	4,23
398,9	6367	0,18	0,39	0,57	12,40	184	610	427	0,00	1,04	0,00	3,45

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	PC	RC	TOC	MINC	HI	OI	Tmax	S1 (300°C)	S2a (365°C)	S2b (465°C)	S3 (>400°C)
		(%)				(mg HC/g TOC)	(mg CO ₂ /g TOC)	(°C)	(mg HC/g)			
403,9	6418	0,15	0,24	0,39	11,72	202	796	421	0,00	0,79	0,00	3,12
408,9	6469	0,14	0,28	0,43	10,96	156	752	398	0,00	0,66	0,00	3,20
413,9	6521	0,16	0,29	0,44	12,31	176	756	412	0,00	0,78	0,00	3,36
418,9	6572	0,16	0,27	0,43	11,47	197	740	429	0,00	0,85	0,00	3,20
423,9	6625	0,15	0,28	0,43	11,52	162	764	417	0,00	0,70	0,00	3,30
423,9	6625	0,14	0,33	0,48	10,74	140	683	412	0,00	0,67	0,00	3,24
428,9	6678	0,15	0,27	0,42	11,36	189	730	400	0,00	0,79	0,00	3,06
433,9	6733	0,16	0,32	0,47	12,10	186	604	399	0,08	0,88	0,00	2,86
442,7	6833	0,15	0,28	0,44	12,32	198	689	413	0,00	0,87	0,00	3,03
447,7	6893	0,14	0,35	0,49	11,47	138	636	420	0,00	0,67	0,00	3,09
452,7	6956	0,17	0,27	0,44	12,31	210	753	422	0,00	0,91	0,00	3,28
457,7	7022	0,14	0,23	0,37	12,18	196	786	415	0,00	0,72	0,00	2,90
462,7	7091	0,14	0,27	0,41	12,37	177	698	423	0,00	0,73	0,00	2,87
467,7	7163	0,13	0,20	0,34	12,53	193	882	413	0,00	0,65	0,00	2,96
472,7	7239	0,13	0,31	0,45	12,83	128	691	403	0,00	0,57	0,00	3,08
477,7	7319	0,13	0,24	0,37	10,96	165	787	419	0,00	0,61	0,00	2,88
482,7	7404	0,15	0,27	0,41	11,95	194	708	421	0,00	0,80	0,00	2,91
487,7	7494	0,14	0,30	0,44	11,58	162	676	415	0,00	0,71	0,00	2,95
487,7	7494	0,13	0,28	0,41	11,63	153	690	418	0,00	0,63	0,00	2,85
492,7	7587	0,14	0,21	0,35	12,39	196	867	421	0,00	0,69	0,00	3,04
496,2	7655	0,13	0,31	0,44	11,38	143	685	418	0,00	0,63	0,00	3,02
501,1	7751	0,14	0,22	0,36	12,37	200	838	419	0,00	0,73	0,00	3,05
506,1	7850	0,12	0,18	0,30	12,53	201	774	382	0,04	0,60	0,00	2,32
511,1	7950	0,14	0,23	0,36	11,91	191	795	405	0,00	0,69	0,00	2,87
516,1	8050	0,15	0,30	0,45	12,02	208	597	410	0,00	0,94	0,00	2,71
521,1	8151	0,16	0,25	0,41	12,16	220	752	419	0,00	0,90	0,00	3,08
526,1	8252	0,15	0,26	0,40	12,11	211	684	410	0,00	0,85	0,00	2,74
540,6	8542	0,47	1,31	1,77	9,64	207	332	421	0,00	3,68	0,00	5,89
545,6	8640	0,13	0,32	0,45	11,93	152	596	423	0,05	0,69	0,00	2,69
550,6	8736	0,12	0,23	0,35	12,41	161	808	423	0,00	0,56	0,00	2,83
555,6	8829	0,10	0,18	0,28	11,30	173	805	397	0,00	0,49	0,00	2,27
560,6	8918	0,11	0,20	0,31	12,19	157	852	419	0,00	0,48	0,00	2,63
565,6	9003	0,13	0,20	0,33	11,24	181	860	412	0,01	0,59	0,00	2,80
570,6	9085	0,14	0,37	0,51	12,05	146	571	424	0,00	0,75	0,00	2,93
574,6	9149	0,13	0,21	0,33	12,04	178	824	422	0,04	0,59	0,00	2,74
580,5	9240	0,11	0,17	0,28	10,84	174	900	407	0,00	0,49	0,00	2,55
584,5	9300	0,09	0,17	0,26	10,01	164	808	400	0,00	0,42	0,00	2,08
588,5	9358	0,10	0,18	0,29	12,44	151	874	418	0,00	0,43	0,00	2,51
591,5	9402	0,14	0,21	0,35	10,98	226	776	423	0,00	0,80	0,00	2,75
594,5	9444	0,09	0,18	0,28	9,99	134	840	392	0,00	0,37	0,00	2,32

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	PC	RC	TOC	MINC	HI	OI	Tmax	S1 (300°C)	S2a (365°C)	S2b (465°C)	S3 (>400°C)
		(%)				(mg HC/g TOC)	(mg CO ₂ /g TOC)	(°C)	(mg HC/g)			
597,5	9487	0,13	0,20	0,33	12,11	185	845	423	0,00	0,61	0,00	2,79
604,5	9595	0,09	0,17	0,27	11,37	139	840	432	0,00	0,37	0,00	2,24
621,3	9983	0,12	0,18	0,31	12,08	207	862	392	0,00	0,63	0,00	2,64
624,3	10088	0,13	0,21	0,35	11,21	187	817	407	0,02	0,64	0,00	2,82
627,3	10209	0,12	0,17	0,29	11,31	228	821	400	0,00	0,67	0,00	2,41
630,3	10348	0,13	0,26	0,39	10,92	179	699	418	0,00	0,69	0,00	2,70
634,3	10563	0,14	0,25	0,39	10,58	195	722	416	0,00	0,76	0,00	2,82
637,3	10743	0,14	0,27	0,40	11,45	200	651	421	0,00	0,81	0,00	2,63
639,3	10870	0,20	0,39	0,59	10,43	253	468	427	0,00	1,49	0,00	2,76
641,3	11002	0,20	0,38	0,58	9,65	238	527	421	0,03	1,38	0,00	3,06
643,3	11137	0,18	0,49	0,67	9,54	202	367	420	0,00	1,36	0,00	2,47
645,3	11274	0,68	2,29	2,97	5,59	189	259	423	0,00	5,61	0,00	7,69
650,3	11622	0,16	0,69	0,85	7,59	138	281	425	0,00	1,17	0,00	2,39
653,3	11832	0,15	0,67	0,83	7,46	136	256	420	0,00	1,12	0,00	2,11
656,3	12040	0,16	0,67	0,83	7,07	131	305	415	0,00	1,09	0,00	2,53
658,3	12176	0,15	0,73	0,88	7,17	107	263	422	0,06	0,95	0,00	2,31
661,3	12378	0,16	0,68	0,84	7,21	134	294	425	0,00	1,13	0,00	2,48
664,3	12574	0,13	0,58	0,71	7,30	113	306	428	0,00	0,81	0,00	2,17
670,1	12930	0,12	0,49	0,62	9,06	124	330	424	0,04	0,76	0,00	2,04
675,1	13216	0,15	0,48	0,63	9,46	139	461	421	0,00	0,88	0,00	2,92
680,1	13486	0,20	0,78	0,98	8,03	168	246	419	0,00	1,66	0,00	2,42
685,1	13739	0,21	0,80	1,01	7,45	169	265	422	0,00	1,71	0,00	2,68
687,6	13859	0,16	0,60	0,76	7,88	156	305	424	0,00	1,19	0,00	2,32
690,1	13975	0,12	0,60	0,72	8,06	104	285	421	0,04	0,75	0,00	2,06
695,1	14194	0,17	0,62	0,78	8,24	164	275	422	0,00	1,29	0,00	2,15

D.7. Comptage spécifique des ostracodes

		Ostracodes											Autres		
Profondeur	Age	CN	CI	Lm	Ls	Ds	CV	CO	CL	LI	FF	PI	gast.	Limn.	
(cm)	(cal BP)	(nb valves)											(nb indiv.)		
2,5	-36	0	16	0	1	1	3	13	0	0	0	1	0	0	
12,5	9	1	74	0	3	0	5	34	0	0	0	4	0	0	
15,5	25	1	91	0	7	1	4	87	2	0	0	9	0	0	
26,5	91	6	471	67	356	3	17	607	1	0	1	26	0	0	
31,5	126	3	208	3	55	0	0	110	0	0	0	1	0	0	
36,5	161	0	180	2	54	0	0	145	0	0	2	10	0	0	
41,5	197	1	172	4	54	0	0	145	0	0	0	9	0	0	
46,5	234	2	409	3	91	0	4	209	0	0	0	14	0	0	
51,5	272	0	145	1	101	1	0	111	0	0	0	14	0	0	
56,5	311	0	509	0	106	0	19	301	0	0	0	9	0	0	
61,5	351	0	283	0	19	0	4	97	0	0	0	6	0	0	
65,5	384	1	252	0	25	0	4	110	0	0	1	16	0	0	
70,5	428	1	77	0	4	0	5	97	0	0	0	1	0	0	
75,5	473	0	114	0	8	0	3	32	0	0	0	10	0	0	
80,5	519	0	82	0	7	0	4	33	0	0	0	3	0	0	
86,5	578	2	58	0	3	0	2	26	0	0	0	4	0	0	
91,5	629	1	14	0	2	0	3	10	2	0	0	3	0	0	
96,5	683	0	7	0	3	0	1	24	1	0	0	6	0	0	
101,5	740	0	7	0	3	0	0	66	11	0	0	8	0	0	
106,5	800	0	10	0	8	0	0	66	0	0	0	8	0	0	
111,5	863	0	10	0	5	0	0	83	6	0	0	3	0	0	
116,5	931	0	11	0	1	0	1	66	2	0	0	14	0	0	
121,5	1002	0	1	0		0	3	23	0	0	0	9	0	0	
127,5	1094	0	12	0	12	0	7	112	0	0	0	13	1	0	
132,5	1175	0	2	0	0	0	1	25	0	0	0	5	0	0	
134,5	1209	1	16	0	0	0	3	75	0	0	1	10	1	0	
137,6	1262	0	17	0	1	0	1	17	0	0	0	5	0	0	
142,6	1351	0	6	0	5	0	5	77	3	0	0	12	0	0	
147,6	1443	0	1	0	0	0	0	27	0	0	0	3	0	0	
152,6	1537	0	1	0	9	0	6	54	1	0	0	19	0	0	
157,6	1632	0	0	0	2	0	7	39	2	0	0	12	0	0	
162,6	1729	0	0	0	1	0	8	41	0	0	0	13	0	0	
167,6	1826	0	6	0	1	0	2	39	3	0	0	10	0	0	
172,6	1926	0	2	0	3	1	3	35	2	0	0	17	0	0	
177,6	2028	0	3	0	4	0	0	29	0	0	0	3	0	0	
182,6	2133	0	3	0	6	0	4	25	1	0	0	21	0	0	
187,6	2242	1	1	0	2	0	1	32	2	0	0	8	0	0	
192,6	2355	0	6	0	2	0	6	40	0	0	0	15	0	0	
197,6	2471	0	1	0	2	0	1	36	2	0	0	5	0	0	
201,9	2574	0	3	0	2	0	5	37	2	0	0	7	0	0	
206,9	2694	0	1	0	2	0	4	37	3	0	0	7	0	0	
211,9	2815	0	1	0	2	0	7	25	0	0	0	1	0	0	
216,0	2914	0	3	0	0	0	2	38	0	0	0	11	0	0	
219,0	2986	0	1	0	0	0	3	16	0	0	0	5	0	0	
222,0	3058	0	6	0	1	0	5	26	0	0	0	15	0	0	
225,0	3129	0	3	0	3	0	11	29	0	0	0	4	0	0	
228,0	3200	0	1	0	0	0	3	16	0	0	0	24	0	0	
231,0	3270	0	2	0	1	0	3	12	0	0	0	17	0	0	
234,0	3341	0	3	0	0	0	2	21	0	0	0	4	0	0	
240,7	3498	0	14	0	3	0	15	50	0	0	0	17	1	0	
243,7	3568	0	4	0	0	0	1	23	1	0	0	7	0	0	
246,7	3638	0	2	0	0	0	4	12	0	0	0	8	0	0	
249,2	3696	0	3	0	1	0	2	21	0	0	0	2	0	0	
252,2	3766	0	10	0	0	0	3	32	0	0	0	12	0	0	
255,2	3836	0	6	0	0	0	4	33	0	0	0	6	0	0	
258,2	3906	0	4	0	0	0	7	20	0	0	0	3	0	0	
260,7	3964	0	3	0	1	0	10	42	0	0	0	13	0	0	
263,7	4034	0	4	0	0	0	4	38	0	0	0	4	0	0	
268,2	4140	0	5	0	0	0	6	34	0	0	0	3	0	0	
271,7	4222	0	21	0	0	0	13	52	0	0	0	8	0	0	
274,7	4293	0	3	0	0	0	12	19	0	0	1	3	0	1	
277,7	4364	0	11	0		1	7	30	0	0	1	8	0	2	
280,7	4435	0	7	0	2	0	22	32	0	0	0	4	1	0	
283,7	4506	0	5	0	1	0	18	29	0	0	0	0	0	0	
286,7	4577	0	8	0	0	0	15	29	0	0	0	5	0	0	
290,7	4669	0	6	0	1	0	22	52	0	0	1	4	0	0	
293,7	4738	0	15	0		0	11	44	0	0	0	7	0	0	
296,7	4806	0	3	0	1	0	10	31	0	0	1	9	1	0	
300,7	4894	0	7	0	0	1	18	24	0	0	0	27	1	0	
303,7	4959	0	5	0	0	0	14	34	0	0	3	13	0	0	
306,7	5023	0	27	0	19	0	13	48	0	0	0	6	0	0	
310,7	5105	0	33	2	20	1	22	65	2	0	0	28	0	0	
313,7	5165	1	15	0	7	0	4	31	1	0	0	8	0	0	
316,7	5224	0	31	0	11	0	10	40	0	0	0	9	0	0	
320,7	5300	0	25	0	25	0	9	51	0	0	0	25	0	0	
323,7	5355	0	22	0	29	0	7	32	0	0	0	22	0	2	
326,7	5409	0	30	0	13	0	3	35	0	0	0	17	0	0	

CN : *Candona neglecta*

CI : *Candona candida*

Lm : *Leucocythere mirabilis*

Ls : *Limnocythere sanctipatricii*

Ds : *Darwinula stevensoni*

CV : *Cypripopsis vidua*

CO : *Cypria ophtalmica*

CL : *Cytherea lacustris*

LI : *Limnocythere inopinata*

FF : *Fabaeformiscandona fabaeformis*

PI : *Pisidium*

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	Ostracodes										Autres		
		CN	CI	Lm	Ls	Ds	CV	CO	CL	LI	FF	PI	gast.	Limn.
		(nb valves)											(nb indiv.)	
333,3	5523	0	39	0	21	1	9	51	0	0	1	27	0	1
339,0	5617	0	94	0	159	1	2	0	0	0	0	11	0	0
344,0	5695	1	71	0	129	0	9	87	0	0	0	16	0	0
349,0	5770	2	58	1	105	0	6	52	4	0	0	5	0	0
354,0	5841	0	103	0	253	0	8	154	7	1	1	28	0	0
359,0	5909	0	57	0	112	0	3	67	2	0	0	19	0	0
364,0	5974	0	47	0	258	0	2	133	0	0	0	6	0	0
369,0	6036	0	61	0	138	0	4	76	1	0	0	16	0	0
378,9	6152	0	40	0	77	0	5	30	2	2	0	11	0	0
383,9	6208	0	65	0	180	0	2	82	1	0	0	9	0	0
388,9	6262	0	56	0	164	0	5	91	2	0	0	8	0	0
393,9	6315	0	54	0	209	0	10	96	0	0	0	11	0	0
398,9	6367	0	58	2	146	0	3	76	1	0	0	9	0	0
403,9	6418	0	31	2	111	0	9	63	0	0	0	11	0	0
408,9	6469	0	48	1	127	0	14	55	1	0	0	8	0	0
413,9	6521	0	36	0	54	0	7	31	0	0	0	8	0	0
418,9	6572	0	49	0	92	0	9	85	0	0	0	8	0	1
423,9	6625	0	80	0	68	0	7	63	0	0	0	7	0	0
428,9	6678	0	55	0	67	0	3	50	0	0	0	13	0	0
433,9	6733	0	57	0	78	1	6	55	2	0	0	18	0	1
442,7	6833	0	32	0	42	0	2	30	0	0	0	8	0	0
447,7	6893	0	87	0	222	1	6	85	1	0	0	10	0	0
452,7	6956	1	75	1	153	2	3	84	1	0	0	10	0	0
457,7	7022	0	77	0	139	0	4	47	0	0	0	14	0	0
462,7	7091	1	51	0	117	0	4	30	0	0	0	0	0	0
467,7	7163	2	105	0	237	0	8	101	2	0	0	11	0	0
472,7	7239	0	87	0	194	0	8	193	0	0	0	17	0	0
477,7	7319	0	62	0	133	0	0	117	0	0	0	14	0	0
482,7	7404	0	43	0	130	0	7	56	0	1	0	4	0	0
487,7	7494	0	119	0	216	0	4	110	0	1	0	15	0	0
492,7	7587	0	37	0	67	0	2	34	0	0	0	16	0	0
496,2	7655	0	70	0	94	0	3	77	0	0	0	12	0	0
501,1	7751	0	66	0	99	1	0	140	0	0	0	13	0	0
511,1	7950	0	63	0	74	0	1	83	0	0	0	19	0	0
516,1	8050	0	62	0	120	0	1	52	0	0	0	6	0	0
521,1	8151	0	91	0	223	0	1	135	0	0	0	11	0	0
526,1	8252	0	60	0	169	1	1	70	0	0	0	10	0	0
* 535,6	8443	0	25	0	38	0	0	28	0	0	0	0	0	0
* 540,6	8542	0	25	0	56	0	2	34	0	0	0	5	0	0
* 545,6	8640	0	40	0	25	0	3	5	0	0	0	0	0	0
* 550,6	8736	0	36	0	33	0	5	12	0	0	0	0	0	0
555,6	8829	0	129	0	4	0	4	62	0	0	0	7	0	0
560,6	8918	0	142	0	192	0	5	98	0	0	0	7	0	0
565,6	9003	0	95	0	145	1	1	37	0	0	0	9	0	0
570,6	9085	0	79	0	90	0	1	56	0	0	0	4	0	0
574,6	9149	0	76	0	71	0	4	46	0	0	0	4	0	0
580,5	9240	0	83	0	56	0	4	29	0	0	0	10	0	0
584,5	9300	0	128	0	157	0	5	49	0	0	0	3	0	0
588,5	9358	0	142	1	165	0	1	50	0	0	0	4	0	0
591,5	9402	0	114	0	63	0	0	28	0	0	0	3	0	0
594,5	9444	0	70	0	75	0	2	8	0	1	0	3	0	0
597,5	9487	0	98	0	122	0	3	16	0	1	0	3	0	0
600,5	9532	0	110	4	179	0	1	29	0	0	0	15	0	0
604,5	9595	0	75	4	147	0	2	10	0	2	0	5	0	0
607,5	9648	2	68	2	163	0	1	7	0	0	0	5	0	0
610,5	9706	0	69	4	158	0	1	4	0	2	0	6	0	0
614,5	9793	0	70	3	111	0	0	2	0	1	0	9	0	0
617,5	9870	0	43	2	70	0	0	3	0	0	0	4	0	0
621,3	9983	0	124	16	164	0	2	2	5	5	0	13	0	0
624,3	10088	0	115	11	153	0	3	0	3	11	0	3	0	0
627,3	10209	0	76	4	130	0	0	1	4	7	0	1	0	0
630,3	10348	0	47	5	94	0	1	1	5	8	0	9	0	0
634,3	10563	0	65	10	76	0	0	0	6	7	0	8	0	0
637,3	10743	3	112	11	36	0	1	1	7	1	0	16	0	0
639,3	10870	0	43	1	19	0	0	0	2	1	0	18	0	0
641,3	11002	0	28	1	3	0	0	0	0	0	0	21	0	0
643,3	11137	0	31	0	7	0	0	0	0	0	0	9	0	0
645,3	11274	0	41	0	2	0	0	0	1	0	0	4	0	0
648,3	11483	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
650,3	11622	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0
653,3	11832	0	2	0	1	0	0	0	0	1	0	4	0	0
656,3	12040	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
658,3	12176	0	4	0	2	0	0	0	0	0	0	5	0	0
661,3	12378	0	10	0	3	0	1	0	0	0	0	1	0	0
664,3	12574	0	1	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0
666,8	12731	0	4	0	3	0	1	0	1	0	1	1	0	0

CN : *Candona neglecta*

CI : *Candona candida*

Lm : *Leucocythere mirabilis*

Ls : *Limnocythere sanctipatricii*

Ds : *Darwinula stevensoni*

CV : *Cypripopsis vidua*

CO : *Cypria ophtalmica*

CL : *Cythereissa lacustris*

LI : *Limnocythere inopinata*

FF : *Fabaeformiscandona fabaeformis*

PI : *Pisidium*

* Perte de matériel lors de la manipulation de l'échantillon

Profondeur (cm)	Age (cal BP)	Ostracodes										Autres		
		CN	CI	Lm	Ls	Ds	CV	CO	CL	LI	FF	PI	gast.	Limn.
		(nb valves)										(nb indiv.)		
670,1	12930	0	27	1	10	0	2	0	2	0	2	12	0	0
675,1	13216	0	43	0	3	0	0	0	0	0	1	8	0	0
680,1	13486	0	22	1	4	0	1	0	1	0	1	14	0	0
683,1	13640	0	7	0	3	0	1	0	4	0	1	9	0	0
685,1	13739	0	0	0	2	0	0	0	1	0	1	12	0	0
687,6	13859	0	4	1	5	0	0	0	2	0	0	20	0	0
690,1	13975	0	16	0	2	0	0	0	1	1	2	4	0	0
692,6	14087	0	2	0	1	0	0	1	0	0	0	10	0	0
695,1	14194	0	9	0	0	0	0	0	4	0	0	12	0	1
700,1	14397	0	3	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0
707,5	14668	0	62	0	8	0	4	0	0	0	0	3	0	0
717,5	14984	0	9	5	2	0	0	0	1	0	0	6	0	0
727,5	15247	0	9	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
737,5	15473	0	7	3	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
747,5	15677	0	17	12	5	0	0	0	0	3	0	0	0	0
757,5	15876	0	5	4	11	0	0	0	0	2	0	0	0	0
764,5	16014	0	0	18	20	0	0	0	0	3	0	0	0	0
773,5	16195	0	2	14	6	0	0	0	0	1	0	0	0	0
783,5	16403	0	4	13	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
793,5	16620	0	0	9	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
803,5	16844	0	0	8	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
813,5	17074	0	3	15	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
821,5	17262	0	2	31	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
831,5	17500	0	1	55	5	0	0	0	0	0	0	1	0	0
841,5	17742	0	0	43	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0
851,5	17986	0	0	59	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0
861,5	18232	0	0	124	14	0	0	0	0	0	0	0	0	0
871,5	18477	0	0	139	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0
880,5		0	3	50	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
890,5		0	0	66	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
900,5		0	0	68	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
910,5		0	1	61	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
920,5		0	0	85	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
930,5		0	0	72	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
940,5		0	0	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
947,0		0	0	52	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
955,2		0	0	57	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
965,2		0	0	22	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
975,2		0	0	69	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
985,2		0	2	10	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0
993,4		0	0	60	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1003,4		0	0	23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1013,4		0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1023,4		0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
1033,4		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
1043,4		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1053,2		0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
1063,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
1073,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1083,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
1093,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
1103,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1113,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1123,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
1133,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
1142,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1151,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1161,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1171,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1181,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1191,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1201,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1211,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1219,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1230,2		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

CN : *Candona neglecta*

CI : *Candona candida*

Lm : *Leucocythere mirabilis*

Ls : *Limnocythere sanctipatricii*

Ds : *Darwinula stevensoni*

CV : *Cypridopsis vidua*

CO : *Cypria ophthalmica*

CL : *Cytherissa lacustris*

LI : *Limnocythere inopinata*

FF : *Fabaeformiscandona fabaeformis*

PI : *Pisidium*

D.8. Données $\delta^{18}\text{O}$ (vs PDB) des tests d'ostracodes benthiques

Profondeur	Stade analysé	$\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ ‰ vs PDB	Erreur ‰
2,5	Adultes	-4,143	0,028
12,5	Juvéniles	-5,854	0,024
	Adultes	-5,732	0,021
15,5	Juvéniles	-5,670	0,033
	Adultes	-5,950	0,023
26,5	Juvéniles	-5,990	0,072
	Adultes	-5,838	0,02
31,5	Juvéniles	-5,826	0,039
	Adultes	-6,299	0,012
36,5	Juvéniles	-5,435	0,027
	Adultes	-6,067	0,015
41,5	Juvéniles	-6,036	0,063
	Adultes	-6,386	0,021
46,5	Juvéniles	-6,308	0,053
	Adultes	-5,853	0,026
51,5	Juvéniles	-5,760	0,062
	Adultes	-6,497	0,009
56,5	Juvéniles	-6,308	0,037
	Adultes	-6,232	0,02
61,5	Juvéniles	-6,139	0,03
	Adultes	-6,965	0,02
65,5	Juvéniles	-5,861	0,032
	Adultes	-5,321	0,028
70,5	Juvéniles	-5,865	0,036
	Adultes	-7,054	0,033
75,5	Juvéniles	-5,665	0,031
	Adultes	-5,790	0,028
80,5	Juvéniles	-5,488	0,027
	Adultes	-5,664	0,02
86,5	Juvéniles	-4,956	0,048
	Adultes	-6,127	0,025
91,5	Adultes	-4,497	0,017
96,5	Adultes	-5,299	0,022
116,5	Adultes	-5,160	0,028
127,5	Adultes	-4,894	0,049
134,5	Adultes	-6,170	0,038
137,6	Adultes	-5,276	0,025
167,6	Adultes	-4,829	0,02
187,6	Adultes	-6,104	0,033
201,9	Adultes	-4,442	0,017
243,7	Adultes	-5,252	0,019
271,7	Adultes	-4,650	0,031
277,7	Adultes	-4,163	0,029
290,7	Adultes	-4,691	0,016
306,7	Adultes	-4,439	0,027
310,7	Adultes	-4,560	0,025
316,7	Adultes	-4,708	0,045
320,7	Juvéniles	-4,710	0,019
326,7	Adultes	-5,290	0,031
339,0	Adultes	-4,920	0,024
344,0	Juvéniles	-5,102	0,058
	Adultes	-4,809	0,016

Profondeur	Stade analysé	$\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ ‰ vs PDB	Erreur ‰
349,0	Juvéniles	-5,243	0,033
	Adultes	-4,829	0,024
354,0	Juvéniles	-5,188	0,048
	Adultes	-4,326	0,025
359,0	Juvéniles	-5,069	0,095
	Adultes	-4,654	0,018
364,0	Juvéniles	-5,051	0,038
	Adultes	-4,842	0,029
369,0	Juvéniles	-5,404	0,074
	Adultes	-5,003	0,015
378,9	Juvéniles	-5,049	0,093
	Adultes	-4,496	0,034
383,9	Juvéniles	-5,200	0,068
	Adultes	-4,790	0,027
388,9	Juvéniles	-5,385	0,138
	Adultes	-4,723	0,03
393,9	Juvéniles	-5,257	0,025
	Adultes	-5,331	0,034
398,9	Juvéniles	-5,328	0,061
	Adultes	-4,841	0,016
403,9	Adultes	-4,639	0,022
408,9	Juvéniles	-5,507	0,044
	Adultes	-5,058	0,031
413,9	Juvéniles	-5,529	0,06
	Adultes	-5,268	0,032
418,9	Adultes	-4,986	0,014
423,9	Juvéniles	-5,774	0,033
	Adultes	-5,165	0,023
428,9	Juvéniles	-5,437	0,028
	Adultes	-5,154	0,027
433,9	Juvéniles	-5,376	0,031
442,7	Adultes	-4,727	0,047
447,7	Juvéniles	-5,695	0,037
	Adultes	-4,444	0,017
452,7	Juvéniles	-5,595	0,039
	Adultes	-5,299	0,02
457,7	Juvéniles	-5,662	0,04
	Adultes	-4,782	0,021
462,7	Juvéniles	-6,025	0,018
	Adultes	-4,906	0,025
467,7	Juvéniles	-5,501	0,037
	Adultes	-4,635	0,025
472,7	Juvéniles	-5,335	0,033
	Adultes	-5,016	0,035
477,7	Adultes	-4,889	0,027
482,7	Adultes	-4,491	0,017
487,7	Juvéniles	-5,584	0,048
	Adultes	-5,295	0,025
492,7	Adultes	-5,400	0,022
496,2	Juvéniles	-5,268	0,025
	Adultes	-5,428	0,021
501,1	Juvéniles	-5,478	0,037
	Adultes	-5,215	0,022

Profondeur	Stade analysé	$\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ ‰ vs PDB	Erreur ‰
511,1	Juvéniles	-5,209	0,026
	Adultes	-4,613	0,026
516,1	Juvéniles	-5,298	0,035
	Adultes	-4,739	0,017
521,1	Juvéniles	-5,491	0,067
	Adultes	-5,607	0,02
526,1	Adultes	-5,539	0,014
535,6	Juvéniles	-5,428	0,067
	Adultes	-4,984	0,026
540,6	Juvéniles	-5,590	0,113
	Adultes	-5,452	0,025
545,6	Juvéniles	-5,294	0,033
	Adultes	-4,975	0,016
550,6	Adultes	-5,712	0,012
555,6	Juvéniles	-5,255	0,047
560,6	Juvéniles	-5,209	0,051
	Adultes	-4,946	0,022
565,6	Juvéniles	-5,208	0,034
	Adultes	-5,024	0,016
570,6	Juvéniles	-5,119	0,029
	Adultes	-4,434	0,02
574,6	Juvéniles	-5,034	0,04
	Adultes	-5,432	0,022
580,5	Juvéniles	-5,051	0,036
	Adultes	-5,376	0,018
584,5	Juvéniles	-4,679	0,041
	Adultes	-5,036	0,015
588,5	Juvéniles	-4,850	0,016
	Adultes	-4,732	0,025
591,5	Juvéniles	-5,274	0,036
	Adultes	-4,890	0,063
594,5	Juvéniles	-4,891	0,021
	Adultes	-5,357	0,028
597,5	Juvéniles	-4,860	0,029
	Adultes	-5,005	0,015
600,5	Juvéniles	-4,867	0,026
	Adultes	-4,915	0,011
604,5	Juvéniles	-4,849	0,036
	Adultes	-4,732	0,022
607,5	Juvéniles	-4,759	0,025
	Adultes	-4,484	0,019
610,5	Juvéniles	-5,069	0,051
614,5	Juvéniles	-5,112	0,105
	Adultes	-4,938	0,036
617,5	Juvéniles	-5,112	0,014
	Adultes	-4,567	0,016
621,3	Juvéniles	-5,120	0,016
	Adultes	-4,526	0,034
624,3	Juvéniles	-5,334	0,041
	Adultes	-5,153	0,016
627,3	Juvéniles	-4,870	0,05
	Adultes	-5,156	0,017

Profondeur	Stade analysé	$\delta^{18}\text{O}_\text{C}$ ‰ vs PDB	Erreur ‰
634,3	Juvéniles	-5,014	0,08
	Adultes	-5,900	0,017
637,3	Juvéniles	-5,058	0,026
	Adultes	-5,045	0,017
639,3	Juvéniles	-5,393	0,022
	Adultes	-5,200	0,026
641,3	Juvéniles	-5,364	0,041
	Adultes	-5,097	0,014
643,3	Adultes	-5,084	0,026
	Juvéniles	-5,993	0,034
645,3	Juvéniles	-5,866	0,044
675,1	Juvéniles	-7,649	0,063
707,5	Adultes	-7,569	0,044
727,5	Adultes	-7,806	0,012
737,5	Adultes	-9,082	0,015

RESUME

Le lac Saint-Point, situé dans la Haute Chaîne du Jura (à proximité de Pontarlier) constitue l'un des systèmes lacustres naturels les plus importants de France. Une campagne de forage (2005) a permis l'extraction d'une séquence continue de 12,5 m dans sa partie profonde. La chronologie de cette séquence, basée sur diverses méthodes de datation (datations radiocarbone, téphrochronologie...), couvre une période s'étendant du Tardiglaciaire à l'actuel. L'approche multi-paramètres de cette séquence consiste en une caractérisation des fractions inorganiques (minéralogie, géochimie des éléments majeurs, granulométrie, assemblages d'ostracodes) et organiques (teneurs en carbone organique, pollen). La comparaison de l'évolution des différents marqueurs dans les différents compartiments du système (sols, végétation, colonne d'eau) souligne différentes périodes d'évolution sous l'influence des forçages climatiques et anthropiques.

Ainsi, la séquence se compose de deux ensembles sédimentaires distincts, associés au Tardiglaciaire d'une part (environ 18 500 à 11 300 cal BP), et à l'Holocène d'autre part (environ 11 300 cal BP à l'actuel). Cette bipartition est la conséquence d'une explosion de la production authigène, au début de l'Holocène, et de l'évolution de la pédogénèse, associée à la mise en place d'une forêt (de type chênaie-mixte) sur le bassin versant. Cette évolution du système correspond à l'Optimum holocène.

Une nouvelle transition apparaît à 6 300 cal BP. Cette transition marque le passage depuis l'Optimum holocène vers le Néoglaciaire, sous l'influence du forçage orbital. Le couvert végétal évolue alors vers une hêtraie-sapinière, entraînant une modification des sols et de leur érodabilité.

Malgré l'observation d'indices polliniques d'anthropisation ténus à partir de 7 200 cal BP, l'impact anthropique sur la réponse sédimentaire ne semble discernable qu'à partir de 2 600 cal BP. Il revêt deux formes distinctes. De 2 600 cal BP à 1 200 cal BP, les activités agricoles (céréales) génèrent une accentuation du détritisme global. A partir de 1 200 cal BP, une décroissance des flux silicatés, contemporaine d'une accentuation des indices polliniques d'anthropisation, serait la conséquence d'une évolution des pratiques agricoles vers un pastoralisme dominant.

ABSTRACT

Located in the high chain of the Jura Mountains, Lake Saint-Point appears to be one of the most significant natural lake systems in France. A coring campaign was carried out in 2005 and resulted in the extraction of a 12.5 m long continuous sequence in its deep zone. Based on various dating methods (ie radiocarbon dating, tephrochronology...), this sequence's chronology spans over the Late Glacial and actual periods. A multi-parameter approach to this sequence consists in characterizing its inorganic (mineralogy, major element geochemistry, granulometry, ostracods assemblage) as well as organic fractions (rates of organic carbon, pollen). The comparison of different markers in different parts of the system (soils, vegetation, water column) highlights different evolution periods influenced by climate and human impacts.

The sequence is thus composed of two distinct sedimentary sections, one being associated to the Late Glacial (from 18,500 to 11,300 cal BP) and the other to the Holocene (from 11,300 to the actual period). This bipartition is the consequence of a dramatic early Holocene authigenic production increase and a pedogenetic evolution combined with the development of forests (mixed oak) in the catchment basin. This evolution corresponds to the Holocene Climatic Optimum. Another transition occurs in 6,300 BP with the shift from Holocene Climatic Optimum to Neoglaciation due to the influence of the orbital impact. Vegetation then evolves to an *Abies-Picea* forest, resulting in soil and soil erodibility modifications.

Even though some anthropization related pollen data have been detected from 7,200 cal BP, human impact on sedimentary response can only be observed from 2,600 cal BP on. It takes two different forms. From 2,600 cal BP to 1,200 cal BP, agricultural activities (cereals) prompt an increase in global detritism. From 1,200 cal BP, a decrease in silicate inputs, concurrent with increased anthropization related pollen data, can be seen as the consequence of a shift in agricultural practices from cereal growing to dominant pastoralism.